



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

***ANÁLISE MACRO, MESO E MICROSCÓPICA DE BANDAS DE
DEFORMAÇÃO EM ARENITOS POROSOS: APLICAÇÃO NA BACIA
DE TUCANO-BA, NE DO BRASIL***

**Autor:
RICARDO DE SOUZA RODRIGUES**

**Orientador:
Dr. Fernando César Alves da Silva**

Dissertação nº 206/PPGG

Natal/RN, fevereiro de 2018



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

***ANÁLISE MACRO, MESO E MICROSCÓPICA DE BANDAS DE
DEFORMAÇÃO EM ARENITOS POROSOS: APLICAÇÃO NA BACIA
DE TUCANO-BA, NE DO BRASIL***

Autor:
RICARDO DE SOUZA RODRIGUES

Dissertação de Mestrado apresentada em 26 de fevereiro de 2018, ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, como requisito à obtenção do título de Mestre com área de concentração em Geodinâmica.

Comissão Examinadora:

Dr. Fernando César Alves da Silva (PPGG/DGEO/UFRN - Orientador)
Dr. Emanuel Ferraz Jardim de Sá (PPGG/DGEO/UFRN - Membro Interno)
Dr. Carlson de Matos Maia Leite (PETROBRAS/UFBA - Membro Externo)

Natal/RN, fevereiro de 2018

Catálogo de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda –
CCET

Rodrigues, Ricardo de Souza.

Análise macro, meso e microscópica de bandas de deformação em arenitos porosos: aplicação na Bacia do Tucano-BA, NE do Brasil / Ricardo de Souza Rodrigues. - 2018.

134f.: il.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, 2018.

Orientador: Fernando César Alves da Silva.

1. Geodinâmica - Dissertação. 2. Bandas de deformação - Dissertação. 3. Falhas - Dissertação. 4. Bacia do Tucano - Dissertação. I. Silva, Fernando César Alves da. II. Título.

RN/UF/CCET

CDU 551.2/.3

“O sucesso nasce do querer, da determinação e persistência em se chegar a um objetivo. Mesmo não atingindo o alvo, quem busca e vence obstáculos, no mínimo fará coisas admiráveis” (José de Alencar).

“Para se ter sucesso, é necessário amar de verdade o que se faz. Caso contrário, levando em conta apenas o lado racional, você simplesmente desiste. É o que acontece com a maioria das pessoas” (Steve Jobs).

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, a Deus por dar-me forças para superar e vencer os obstáculos e tribulações impostos no meu caminho durante essa jornada.

Aos meus pais, Maria Verônica de Souza e Alderi Alves Rodrigues, por serem meu alicerce e refúgio nos momentos difíceis e amparo nas horas mais felizes.

A todos os meus familiares e amigos que de maneira direta ou indiretamente me auxiliaram com conselhos, conversas e discursos a respeito da vida. Me compreendendo nos momentos de ausências.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG-UFRN), a todos os funcionários e professores que me ensinaram muito, não só academicamente, mas para vida. Em especial, aos professores Drs. Emanuel Ferraz Jardim de Sá e Venerando Estáquio Amaro.

Ao meu orientador, prof. Dr. Fernando César Alves da Silva (Departamento de Geologia-DGEO/PPGG/UFRN), agradeço pelas constantes discussões, sugestões, ensinamentos, amizade e confiança. Também agradeço imensamente as professoras Dr^{as} Marcela Marques Vieira (DGEO/PPGCEP) e a Valéria Centurion Córdoba (DGEO/PPGG-UFRN), por sua amizade, e impreterível ajuda na caracterização petrogenéticas das unidades estudadas.

Aos amigos da graduação que continuaram comigo durante a pós-graduação, João Augusto, Luanny Bárbara, Pedro Henrique, Rodrigo Ruan e Vanessa Costa Fontes; bem como aqueles que conheci no decorrer dessa fase acadêmica Roanny Assis de Souza e Brennda Andrezza Viana de Mendonça. Adicionalmente agradeço aos meus amigos da graduação Alinne Jéssica de Araújo e Arthur Cardoso. A todos o meu sincero muito obrigado pelos conselhos, discussões e momentos de alegria, que vocês me proporcionaram. Ao Geólogo-Geofísico Leandro Claudio da Silva (Petrobrás-BR), por seu auxílio indispensável na aquisição de alguns dados bibliográficos. Muito obrigado!!!

Aos colegas do Laboratório de Modelagem Física Estrutural (LME) André Blanco, Luis Kennedy e Marília Venâncio pelo ensinamento, ajuda e conversas. Aos secretários do LGGP I (Laboratório de Geologia e Geofísica do Petróleo), sempre presentes, Fernando Luiz e Amanda Larissa, pela prontidão.

Ao CNPq (Conselho Nacional de Pesquisa) pela concessão da bolsa de pesquisa, a qual possibilitou desenvolver a referente dissertação.

RESUMO

A deformação atuante em arenitos porosos (porosidade > 15%), presentes em bacias sedimentares pode resultar na nucleação de estruturas tais como as bandas de deformação (Bds). Estas estruturas, registro de uma deformação localizada, apresentam comumente geometrias planares a curvilineares. Nos arenitos do Grupo Ilhas da Bacia de Tucano (NE do Brasil), as Bds são estruturas bastante comuns. Esse trabalho mostra os resultados da caracterização multiescalar destas estruturas, na bacia mencionada, realizado entre os distritos de Bananeiras e Água Branca (Município de Jeremoabo, Bahia). Produtos de sensores remotos (Landsat ETM+, Radar banda X, e fotografias aéreas), revelaram fotolineamentos NE-SW predominantes, além de NNE-SSW e E-W subordinados, que ressaltam na topografia. Na escala mesoscópica, estes fotolineamentos são representados por Bds e falhas relacionadas, hospedadas em quartzarenitos e subarcóseo. As Bds ocorrem como estruturas individuais e em aglomerados que, em decorrência do aumento da deformação, evoluíram para falhas. As Bds apresentam geometrias em “olho”, rampa e exibem arranjo análogo ao sistema de fraturas cisalhantes de *Riedel* e ao par S-C presentes em milonitos. A análise diagenética-estrutural revelou que as Bds se desenvolveram predominantemente pelo mecanismo de fluxo cataclástico durante a mesodiagênese. Todavia, Bds originadas em decorrência de fluxos hidroplásticos e hidroplásticos/cataclásticos, condições pré a sin-litificação e sin a pós-litificação, também ocorrem. Por sua vez, as falhas exibem cinemáticas variáveis, sendo associadas a três eventos deformacionais distintos. Falhas normais *sensu stricto* de *trend* NE-SW são as mais precoces, associadas ao evento deformacional D_{1p}, e são parcialmente afetadas por um sistema conjugado de falhas transcorrentes dextrais (NNW-SSE) e sinistrais (NE-SW) tardio, referido como D_{1t}. O evento D₂ produziu um conjunto de falhas NNE-SSW normais com componentes de rejeito direcional. O evento mais novo (D₃) é representado por falhas normais com componentes de rejeito direcional NE-SW e NNW-SSE. Em um pulso tardio deste evento (D_{3t}) foram nucleadas localmente, falhas transcorrentes dextrais NE-SW, reversas NNW-SSW e reversas oblíquas N-S e NE-SW. A análise integrada dos dados obtidos possibilitou inserir a área estudada no contexto geotectônico do NE do Brasil. O campo de *stress* ativo durante D₁ é compatível com a abertura da Margem Leste, o que sugere uma idade neocomiana para esse evento. O evento D₂, desenvolvido sob um campo de *stress* distensivo NNW-SSE, mostra relações tectônicas compatíveis com a implantação da falha de borda da Bacia de Jatobá, a norte da área de estudo. O evento D₃ relacionado a um campo de *stress* distensional NNE-SSW, sugere uma associação a abertura da Margem Equatorial Brasileira durante o Aptiano.

Palavras-chave: Bandas de deformação; falhas; Bacia do Tucano

ABSTRACT

The deformation of porous sandstones present in sedimentary basins can result in nucleation of structures like deformation bands (DBs). Such structures, formed due to localized deformation, are very common in the sandstones from the Ilhas Group (Tucano basin-NE Brazil). This work shows the results of a multiscale characterization of the DBs in the Tucano basin, undertaken between Bananeiras and Agua Branca districts (Jeremoabo region, Bahia State). Remote sensing products (ETM + Landsat, X-band radar, and aerial photographs) revealed important NE-SW trending photo-lineaments highlighted by topographic high preserved from erosion. Two other subordinate sets, NNE-SSW and E-W trending, were also recognized. At mesoscopic scale, these photo-lineaments are represented by DBs and related faults, hosted in quartz-arenite and sub-arkose. The DBs occur as individual and clusters structures that sometimes, due to deformation increasing, had evolved to faults. Geometrically the DBs can exhibit "eye" and ramp patterns or display an arrangement analogous to the Riedel shear fracture system as well as to the S-C pair, common in mylonites. Diagenetic-structural analysis revealed that the studied DBs developed predominantly due to cataclastic flux during mesodiagenesis. However, DBs formed through the hydrplastic and hydroplastic / cataclastic flows, pre, syn and post-lithification conditions are also present. For its turn, faults related to the DBs are associated with three different deformational events and exhibit variable kinematics. The NE-SW trending normal faults (strict sense) are the earliest structures associated with the D_{1e} deformation event. These structures are partially affected by dextral (NNW-SSE) and sinistral (NE-SW) transcurrent faults, developed lately to D_1 and referred to as D_{11} . The D_2 event produced a set of NNE-SSW trending normal oblique slip faults. The early manifestation of the youngest D_3 event (D_{3e}) is represented by NE-SW and NNW-SSE trending normal oblique slip faults. During a late pulse (D_{3l}) of D_3 event, a set of NE-SW dextral, NNW-SSW reverse and N-S and NE-SW oblique reverse faults was generated. These D_{3l} structures, however, are not widespread in the study area. The integrated analysis of all data allowed inserting the studied region in the geotectonic context of the NE-Brazil. The active stress field during D_1 is compatible with the opening of the East Margin, which suggests a Neocomian age for this event. The D_2 event, developed under an NNW-SSE extensional stress field, similarly to that responsible for the generation of Jatobá Basin master fault northward the study area. The NNE-SSW extensional stress field acting during D_3 event suggests an association with the opening event of the Brazilian Equatorial Margin during the Aptian.

Keywords: Deformation bands; faults; Tucano Basin

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	iv
RESUMO.....	v
ABSTRACT.....	vi
LISTA DE FIGURAS.....	ix
 CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO	 17
1.1 - Apresentação	17
1.2 - Justificativa.....	17
1.3 - Objetivos	18
1.4 - Localização da área.....	18
 CAPÍTULO II: MATERIAIS E MÉTODOS	 21
2.1 - Introdução	21
2.2 - Aquisição de dados bibliográficos e base geocartográficos	21
2.3 - Atividades de campo e análise mesoscópica	22
2.4 - Análise microscópica	23
 CAPÍTULO III: ESTADO DA ARTE: BANDAS DE DEFORMAÇÃO	 25
3.1 - Introdução	25
3.2 - Relação entre bandas de deformação e falhas, e sua classificação hierárquica	26
3.3 - Classificação Cinemática	29
3.4 - Mecanismos deformacionais	30
3.5 - Principais classificações geométricas/espaciais	32
3.6 - Implicações ao fluxo de fluido.....	34
 CAPÍTULO IV: CONTEXTO GEOLÓGICO	 38
4.1 - Introdução	38
4.2 - Bacia do Tucano: Configuração estrutural	39
4.2.1 - Arco Vaza - Barris	40
4.3 - Arcabouço estratigráfico	42
4.3.1 - Embasamento Cristalino.....	43
4.3.2 - Sequências sedimentares	44
4.4 - Evolução Tectonoestratigráfica	46
 CAPÍTULO V: CARACTERIZAÇÃO LITOFACIOLÓGICA/DIAGENÉTICA DOS ARENITOS DO GRUPO ILHAS, E ANÁLISE ESTRUTURAL DAS BANDAS DE DEFORMAÇÃO E FALHAS ASSOCIADAS NA ÁREA ESTUDADA	 51
5.1 - Introdução.....	51
5.2 - Caracterização litofaciológica das rochas hospedeiras.....	51
5.2.1 - Análise microscópica e processos diagenéticos	54
5.3 - Análise estrutural das Bds e falhas associadas na área de estudo	58

5.3.1 - Descrição macroscópica.....	59
5.3.2 - Descrição mesoscópica.....	60
5.3.3 - Descrição microscópica das estruturas	67
5.4 - Relações entre os processos diagenéticos e a evolução das Bds	72
 CAPÍTULO VI: ARTIGO CIENTÍFICO (<i>DEFORMATION BANDS AND ASSOCIATED STRUCTURES IN THE TUCANO BASIN, NE BRAZIL: A MULTISCALE ANALYSIS</i>)	78
ABSTRACT	78
1 - Introduction	78
2 - Geological Context	79
3 - Ilhas Group lithotypes	81
4 - Deformation bands and associated structures: Analysis at the macro-, meso- and microscopic scales.....	82
4.1 - Macroscopic analysis	82
4.2 - Mesoscopic analysis	83
4.2.1 - Geometric arrangement of Dbs.....	84
4.3 - Microscopic analysis	86
4.3.1 - Deformation mechanisms.....	86
4.3.2 - Internal structures of the deformation bands.....	88
4.4 - Relationship between deformation and lithification.....	89
5 - The structural evolution of the study area.....	90
5.1 - Deformational events	90
5.2 - Correlation between structural and tectonic events	93
6 - Discussions and conclusions	94
Acknowledgment	97
Reference.....	97
 CAPÍTULO VII: TÓPICOS ADICIONAIS	102
7.1 - Introdução	102
7.2 - Relações entre bandas compactacionais e cataclásticas	102
7.3 - Variação de strain na porção interna das Bds	104
7.4 - Clusters e singles em escala microscópica.....	105
7.5 - Bandas com geometria excepcional.....	108
7.6 - Arranjo geométrico das bandas de deformação em relação ao <i>bluck strain</i> , e sua implicação no fluxo do fluido.	111
 CAPÍTULO VIII: CONCLUSÕES	115
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	121

LISTA DE FIGURAS

Capítulo I

Figura 1.1: Mapa de localização geográfica da área de estudo.....19.

Capítulo II

Figura 2.1: Fluxo dos materiais e métodos empregados para a confecção da presente dissertação....21.

Capítulo III

Figura 3.1: Principais cenários tectônicos onde ocorre o desenvolvimento das bandas de deformação.....28.

Figura 3.2: Principais macroestruturas onde comumente as Bds ocorrem associadas. Modificado de Fossen *et al* (2017)29.

Figura 3.3: Esquema mostrando a evolução da deformação em arenitos porosos.....30.

Figura 3.4: Classificação cinemática das bandas de deformação. Modificado de Fossen *et al* (2007)32.

Figura 3.5: Classificação das Bds com base nos mecanismos responsáveis pelo seu desenvolvimento. Modificado de Fossen *et al* (2007).....34.

Figura 3.6: Classificação geométricas das Bds.....35.

Capítulo IV

Figura 4.1: Mapa geológico simplificado do RTJ e das unidades que compõem seu embasamento. Modificado de Magnavita (1992), Aragão e Peraro (1994), Kosin (2009).....39.

Figura 4.2: Mapa estrutural de parte da BT (Bacia de Tucano) e BJ (Bacia de Jatobá) destacando a configuração estrutural do Arco Vaza-Barris. Modificado de Magnavita (1992).....41.

Figura 4.3: Perfil geológico transversal ao Arco Vaza-Barris. Adaptado de Magnavita e Cupertino, 1987).....42.

Figura 4.4: Carta estratigráfica das sub-bacias de Tucano Sul e Central (Costa *et al.*, 2007).....47.

Figura 4.5: Carta estratigráfica da Sub-bacia Tucano Norte e da Bacia de Jatobá (Costa *et al.*, 2007).....48.

Capítulo V

Figura 5.1: Mapa geológico da área estudada destacando as principais estruturas presentes (Modificado de Della Pizza e Muhlmann, 1963; CPRM-Folha Caimbé - Santos e Reis, 2011).....52.

Figura 5.2: Litofaciologia identificada na área de estudo.....53.

Figura 5.3: Diagrama ternário de classificação de rochas siliciclástica de McBride (1963). Nota-se que as rochas descritas são plotadas no campo de quartzarenito e subarcóseos de tal classificação....55

Figura 5.4: Fotomicrografias ilustrando as propriedades texturais da rocha hospedeira das Bds e os processos diagenéticos presentes.....57.

Figura 5.5: Fotomicrografias dos processos diagenéticos que atuam nos litotipos estudados.....59.

Figura 5.6: Imagem Landsat ETM + banda 8, pancromática desse sensor em tons de cinza, sem e com interpretações dos fotolineamentos.....61.

Figura 5.7 A) Imagem de Radar banda X da área estudada, ressalta-se expressivos fotolineamentos NE-SW. B) Conjunto de falhas principais NE-SW (setas amarela e branca), mais expressivos, e estruturas secundárias NNW-SSE (setas vermelhas).....62.

Figura 5.8: A) Bandas <i>singles</i> associadas à falha normal, afetando clasto de quartzo. B) Associação entre <i>clusters</i> e <i>singles</i>	63.
Figura 5.9: Projeção estereográfica Lambert-Schmidth (Hemisfério Inferior) do conjunto de bandas de deformação que afetam a área. Fotografia em escala macroscópica de dois <i>sets</i> de Bds, relacionados a falhas normais, que afetam o acamamento sub-horizontalizado (S_0)	64.
Figura 5.10: Configurações observadas nas Bds. A) Arranjo em rampa com desenvolvimento de sítios distensionais entre as Bds <i>singles</i> . B) Fraturas cisalhantes de <i>Riedel</i> . C) Bds afetando rocha hospedeira sob condições pré- a sinlitificação.....	65.
Figura 5.11: Projeção estereográfica (<i>Lambert Schmidth</i> -Hemisfério Inferior) mostrando a variação da orientação de mergulho do acamamento (S_0) dos arenitos estudados.....	66.
Figura 5.12: Acamamento (S_0) dos litotipos do Grupo Ilhas sendo afetado por planos de falhas.....	66.
Figura 5.13: Projeção estereográfica (Lambert-Schmidth-Hemisfério Inferior) e fotografias de campo do conjunto de falhas presentes na área.....	68.
Figura 5.14: Projeção estereográfica (Lambert-Schmidth-Hemisfério inferior) e fotografias de campo de falhas transcorrentes dextrais NE-SW (A e B), reversas <i>sensu stricto</i> (C e D) e reversas oblíquas (E e F).....	69.
Figura 5.15: Mapa estrutural da área estudada.....	70.
Figura 5.16: Fotomicrografias evidenciando as principais configurações internas as Bds. A) Bds afetando arenito médio a fino.....	71.
Figura 5.17: Esquema mostrando as principais estruturas interna as Bds de acordo com as condições reológicas (saturação em água e grau de litificação), a qual afetam a rocha hospedeira....	73.
Figura 5.18: Quadro comparativo mostrando os processos diagenéticos e as propriedades petrofísicas presentes nas Bds e no arenito.....	74.

Figura 5.19: A) Fotomicrografia de grãos de quartzo hospedeiro (Ghp) internos as Bds. Esse exibe crescimento secundário (csq) a partir de cimentação silicosa. B) Grão de quartzo e cimento ferruginoso orientado segundo o fluxo da deformação.....75.

Capítulo VI

Figure 1: Simplified geological map of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift (Modified after Magnavita *et al.*, 1992 and Kosin, 2009). Small rectangle marks the study area.80.

Figure 2: Macro and microscopic aspects of the sandstones (Ilhas Group) in the study area. A) Yellowish sandstone showing cross-bedding stratifications and ferruginous concretions. B) A microscopic aspect of quartz sandstone (medium-sized, sub-rounded to sub-angular sand) showing normal package. C) Evidence of diagenetic processes: infiltrated clays, total and partial dissolution of the grains of the framework generating secondary porosity. Some grains are surrounded by an opaque cementation. D) Secondary growth of quartz coexisting with mechanically infiltrated clays.....82.

Figure 3: Aerial photography (A) showing two sets of lineaments highlighted in the topography as narrow and elongated ridges. The NE-SW lineaments are generally more prominent than those oriented NNW-SSE to NS. Both sets represent faults related to Db swarms. B) Mesoscopic expression of Dbs highlighted in the topography.....83.

Figure 4: Field features of the Dbs and faults in the sandstones of the Ilhas Group. A) Set of NE-SW single and cluster of Dbs. B) A NE-SW normal fault, genetically related to the displacement increase along the clusters.....84.

Figure 5: A) and B) Deformation bands can develop oriented according to Riedel structures like R, R', P and T. In B picture the hammer handle point to north.....85.

Figure 6: Geometric/evolutionary model proposed for the formation of almond clusters.....85.

Figure 7: Deformation bands geometrically similar to the S/C structure found in mylonites. Note that the S-band bends toward C-band and so displays a sigmoidal geometry.....86.

Figure 8: Some features that reveal the action of cataclastic flow during Db development. A) Granular fractures. Rock has a good primary porosity (Po). B) Transgranular fracture affecting quartz grains. C) Cataclastic zone formed due to increasing deformation. D) Intense comminution of the grains generates a fine aggregate representing the tectonic matrix of the Db. T-type fractures develop in grains outside the Db. Some features that reveal the role of cataclastic flow during Dbs development.....87.

Figure 9: A) Deformation band developed under hydroplastic conditions. B) Deformation band developed in the transitional regime between granular and cataclastic flow88.

Figure 10: Internal aspects of the Dbs. A) Db without internal structure. B) R, R' and T Riedel fractures. B') Detail of quartz clast showing dextral R-fracture. C) Sigmoidal fracture. D) and E) show details of C, highlighting the sigmoidal fracture and the presence of Riedel fractures. F) Internal S/C fabric. Iz = Internal Zone and Ez = External Zone.....89.

Figure 11: A) NE-SW normal fault, with well-developed down-dip striations (S), view in cut. B) Stereographic projection of the normal faults developed during the D_{1e} stage. C) Conjugate sinistral (NE-SW) and dextral (NNW-SSE) Dbs, view in map. D) Stereographic projection of the conjugate transcurrent structures, associated with the later stage (D₁₁) of the D₁ deformation. (Lambert-Schmidt projections, lower hemisphere).....91.

Figure 12: Relationship between the deformation events, rheological conditions of the sandstones and deformation mechanisms91.

Figure 13: A) Lower-hemisphere Lambert-Schmidt stereographic projection of NNE-striking fault planes and their striations developed during the D₂ event. B) NE-SW fault plane containing two striations. The oldest striae (L₁, plunging NW) are related to the D₁ event and the younger striae (L₂, plunging NNW) are attributed to the D₂ event.....92.

Figure 14: A) NE-striking oblique normal fault with striations plunging NE, developed during D_{3e}. A Later D₃₁ NE-striking dextral fault affected the outcrop. B) N-S oblique reverse fault bearing striations plunging NW. Lambert-Schmidt stereographic projections lower hemisphere: C) D_{3e} Oblique normal faults. D) Dextral strike-slip faults. E) Reverse faults. F) and G) Oblique-reverse faults.....93

Figure 15: Stress fields active during the deformation events (D_1 , D_2 , and D_3) that affected the study area and their correlation with tectonic events related to the opening and development of the East and Equatorial Brazilian margins.....96.

Figure 16: Evolutionary scheme and field examples of the deformation bands in the study area, showing the relationship between Dbs and their deformation mechanisms and burial depths.....97.

Capítulo VII

Figura 7.1: Modelos tectônicos do desenvolvimento das Bds.....103.

Figura 7.2: Visão mesoscópica de banda cisalhante sinistral NE-SW mostrando o arranjo geométrico análogo ao S-C.....104.

Figura 7.3: Fotomicrografia mostrando a estruturação interna de Bds sinistrais (NE-SW).....106.

Figura 7.4: Visão em escala microscópica de uma banda *cluster* (Zona de banda de deformação). O gráfico mostra de maneira esquemática, a intensidade da deformação em seção transversal ao *cluster*, ressaltando a relação entre a intensidade da deformação e a presença de bandas *singles*.....107.

Figura 7.5: A) *Sketch* mostrando a localização de onde a amostra foi adquirida e posteriormente a lâmina RF-08 foi confeccionada. (B) e (C) Fotografias da seção delgada vista macroscopicamente (a olho nú), sem e com interpretação das estruturas.....108.

Figura 7.6: Fotomicrografia mostrando a presença de dobras internadas as Bds.....110.

Figura 7.7: Exemplos de bandas de deformação exibindo a presença de *pods* (regiões de arenitos pouco deformados conservando a porosidade original e assim favoráveis a circulação de fluidos). A) *Cluster* exibindo *pods* internos alongados na seção de movimento de bandas associadas a falhas normais. B) *Pods* associados a falhas transcorrentes.....111.

Figura 7.8: *Sketch* mostrando a disposição geometria de bandas de deformação associadas geneticamente a falhas normais e a falhas transcorrentes.....112.

Capítulo VIII

Figura 8.1: Correlação estrutural entre os eventos deformacionais que afetaram a área e os tectônicos/geotectônicos responsáveis pelo desenvolvimento das margens Leste e Equatorial Brasileira.....119.

Capítulo I

Introdução

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação

A presente dissertação intitulada *Análise meso e microscópica de bandas de deformação em arenitos porosos: aplicação na Bacia do Tucano-BA, NE do Brasil*, constitui parte integrante e obrigatória para obtenção do título de mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). Esse trabalho contou com a orientação do Drº Fernando César Alves da Silva (PPGG-DGEO-UFRN). A etapa laboratorial foi desenvolvida nos Laboratórios de Geologia e Geofísica do Petróleo (LGGP I e II) da UFRN.

1.2 - Justificativa

A deformação expressa em rochas sedimentares com baixa porosidade é comumente registrada pelo desenvolvimento de juntas, fraturas cisalhantes e/ou planos de falhas; todavia em rochas com alta porosidade o *strain* pode ser evidenciado pela formação de estruturas singulares denominadas de bandas de deformação, doravante abreviadas Bds, descritas inicialmente por Aydin (1978) nos arenitos Navarro e Estrada na região do Deserto de San Rafael, Utah-Estados Unidos. Desde então, diversas pesquisas são dirigidas à análise hierárquica, geométrica/espacial, cinemática, reológica, hidrodinâmica e dos mecanismos deformacionais responsáveis pelo desenvolvimento dessas estruturas, para melhor caracterizá-las.

O crescente estudo das Bds deve-se ao fato de que essas estruturas se desenvolvem nos mais diversos cenários tectônicos, e estão presentes em grande parte dos reservatórios de hidrocarbonetos desenvolvidas em rochas siliciclásticas. As Bds podem desempenhar forte influência no fluxo de fluidos afetando as propriedades petrofísicas (permeabilidade e porosidade) da rocha em que se encontram hospedadas, funcionando como conduto e/ou barreira. Entretanto, como são estruturas subsísmicas, não imageadas por métodos sísmicos convencionais, faz-se necessário conhecê-las em análogos de campo (terrenos) para estimar sua atuação em reservatórios reais.

Além da conotação em escala de reservatório, as Bds também podem, em alguns casos, ser o registro do *strain* em escala de bacia sedimentar possibilitando correlacionar sua gênese e desenvolvimento com a evolução tectônica local e/ou regional de uma determinada bacia.

1.3 - Objetivos

O objetivo da presente dissertação consiste na caracterização e classificação meso e microscópica das Bds e estruturas associadas desenvolvidas em arenitos porosos do Grupo Ilhas, Bacia do Tucano-BA, com base em suas características hierárquica, cinemática, relações geométricas/espaciais e mecanismos de deformação. Adicionalmente, por intermédio dessas observações, objetiva-se utilizar a relação genética/evolutiva dessas estruturas para subsidiar o entendimento sobre a evolução tectonossedimentar da bacia estudada em escala local/regional possibilitando melhor entender as condições reológicas, níveis crustais e eventos tectônicos que afetaram a área estudada.

Almeja-se também ter uma melhor compreensão sobre o papel das Bds em escala de reservatório (hidrocarboneto e/ou água), ou seja, sua influência no fluxo de fluido. Um dos capítulos dessa dissertação é representado pelo artigo *Deformation bands and associated structures in the Tucano basin, NE Brazil: A multiscale analysis*, onde pretende-se contribuir para uma melhor compreensão dessas estruturas em escala de conhecimento científico global e local, uma vez que a literatura nacional ainda se mostra escassa quanto a este tema.

1.4 - Localização da área

A área estudada localiza-se geograficamente na porção setentrional do Estado da Bahia (BA), mais especificamente entre os municípios de Jeremoabo e Canudos. O polígono mapeado exibe uma área de 24 km² englobando as vilas de Água Branca, Bananeiras e Brejo Grande, distritos do Município de Jeremoabo (figura 1.1).

No que se refere a localização geológica, a área insere-se na região centro-leste da Bacia do Tucano, precisamente ao longo do limite entre as sub-bacias Tucano Norte e Central (figura 1.1).

O acesso a área de estudo foi feito a partir da BR-110, sentido Paulo Afonso-Jeremoabo seguindo posteriormente através da BR-235, sentido Jeremoabo-Canudos (figura 1.1), tendo sido também utilizadas estradas secundárias e carroçáveis.

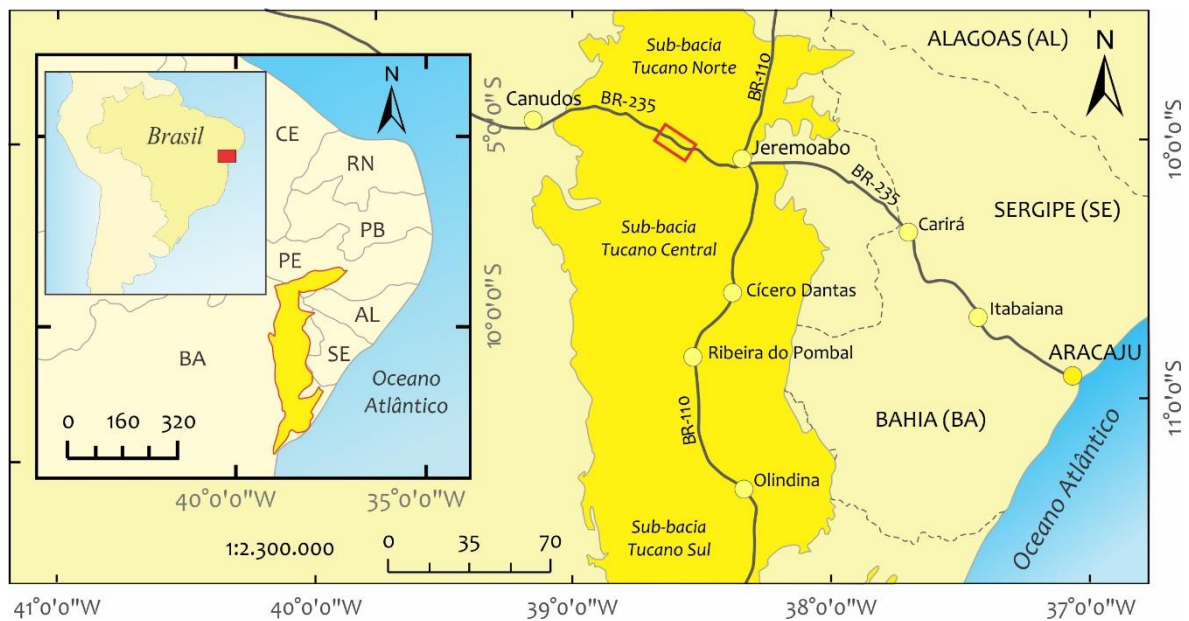


Figura 1.1: Mapa de localização geográfica da área de estudo. Base cartográfica CPRM, sistema de coordenadas UTM (SAD-69). O retângulo em vermelho mostra a área de estudo. Em amarelo a área do sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá.

Capítulo II

Materiais e métodos

CAPÍTULO II

MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 - Introdução

Neste capítulo serão especificados os métodos, técnicas e materiais utilizados para caracterizar estrutural e petrologicamente, em visão sinótica/multiescalar, as Bds de deformação e estruturas associadas. As diversas etapas executadas durante essa pesquisa são expressas na figura 2.1.

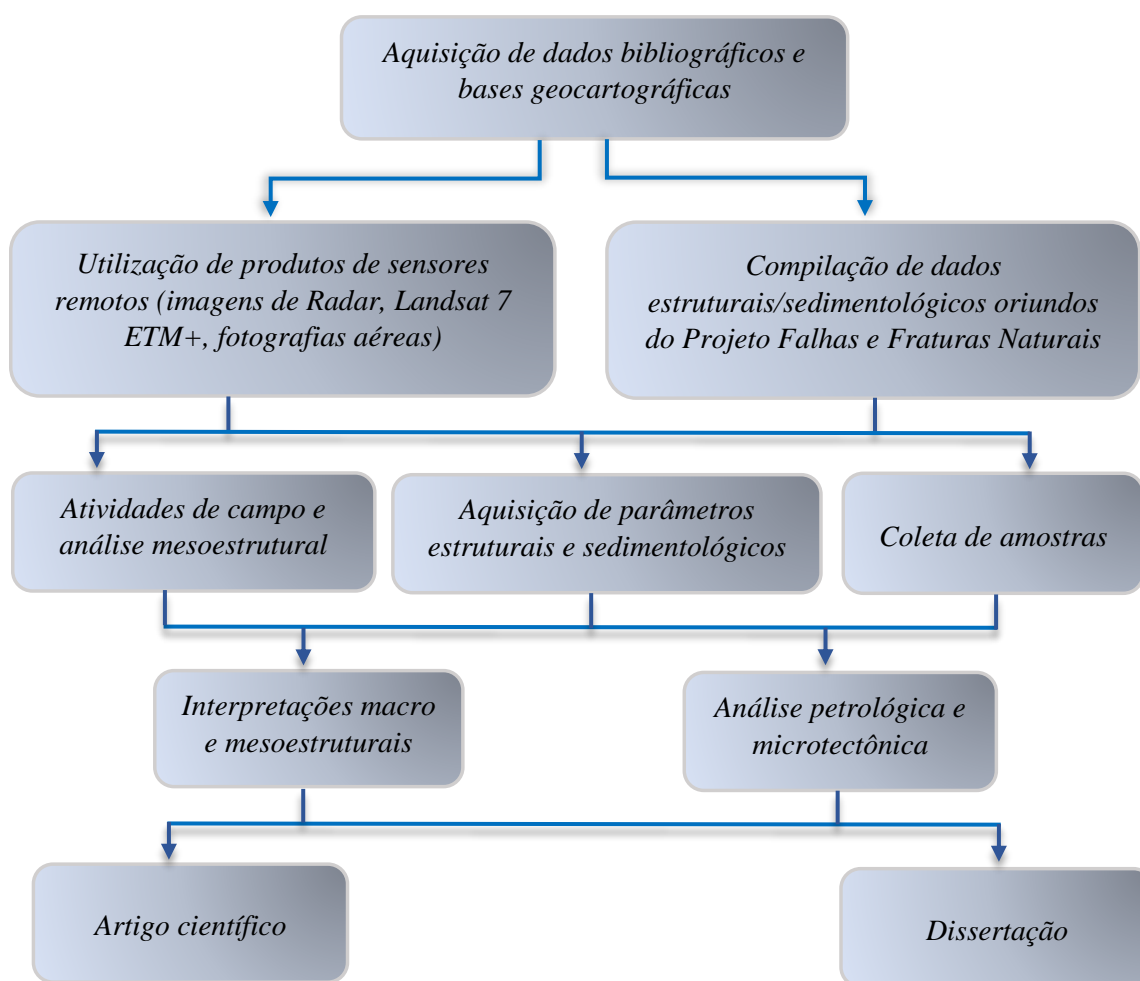


Figura 4.1: Fluxo dos materiais e métodos empregados para a confecção da presente dissertação.

2.2 - Aquisição de dados bibliográficos e base geocartográficos

A fase inicial da presente dissertação consistiu na aquisição de dados bibliográficos relativos ao estudo meso e microscópico de bandas de deformação, tais como

ambientes/cenários tectônicos, hierarquia, condições reológicas, características cinemáticas e mecanismos deformacionais, presentes em periódicos, teses, livros, etc. Concomitante ocorreu a construção da base bibliográfica alusiva a litoestratigrafia, estrutural, cenário tectônico e evolução tectossedimentar da Bacia do Tucano, onde se insere a área estudada.

Mapas geológicos na escala 1: 1.000.000, folha Aracajú SC-24 juntamente com o mapa na escala 1: 100.000, folha Caimbé SC-24-Z-A-I, disponíveis pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) em formato PDF e *shapefile*, gratuitamente obtidos a partir do site <http://geobank.cprm.gov.br>, foram utilizados como base geocartográfica percussora para o desenvolvimento da pesquisa.

Imagens oriundas dos sensores passivos Landsat (*Land Remote Sensing Satellite*) 7 ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) banda 8 (pancromática), disponível no site do Instituto de Pesquisas espaciais (INPE), imagem de Radar Banda X, disponível no site da CPRM e fotografias aéreas adquiridas a uma altura de voo de 90 metros provenientes do Projeto Falhas e Fraturas Naturais PPGG/UFRN/FINEP/Petrobrás (2004) foram utilizadas para confecção de um mapa de fotolineamentos e diagramas de roseta na etapa pré-campo.

Compilações e integração de um robusto conjunto de dados (parâmetros estruturais e sedimentológicos de afloramentos, além de seções delgadas) derivados do Projeto Falhas e Fraturas Naturais, foram previamente analisados e reinterpretados fomentando assim uma visão estrutural/evolutiva preliminar da área.

2.3 - Atividades de campo e análise mesoscópica

A obtenção de parâmetros mesoscópicos estruturais, sedimentológicos e litoestratigráficos foi executada na etapa de campo. Essa atividade foi realizada ao longo da região limítrofe entre as sub-bacias Tucano Norte e Central, zona denominada de falha de transferência/zona de acomodação/arco Vaza-Barris (Magnavita, 1992).

Nessa etapa as estruturas identificadas (bandas de deformação, falhas, juntas e fraturas) foram caracterizadas quanto ao arranjo geométrico, cinemática e interrelação. Posteriormente, esses parâmetros foram plotados em projeções equiárea no *software faultkin* (Projeção *Lambert-Schmidt*, Hemisfério inferior), possibilitando obter uma visão estatística dos dados e do campo de tensões, subsidiando a distinção dessas estruturas em famílias.

Por fim, as estruturas observadas, agrupadas em fases deformacionais, foram correlacionadas geneticamente a eventos tectônicos de escalas local e regional.

2.4 - Análise microscópica

A análise microscópica foi feita com base na descrição de 25 seções delgadas, orientadas, das Bds e falhas associadas, bem como de suas rochas hospedeiras. Parâmetros petrológicos (composição mineralógica, texturas, etc.) foram utilizados para classificar a rocha hospedeira, onde fez-se o emprego do diagrama ternário de McBride (1963). Além da classificação sistemática foram discriminados os processos diagenéticos/evolutivos inerentes das rochas “encaixantes” possibilitando determinar as condições físicas (P e T) e químicas a que estavam submetidas.

No caso das Bds, a análise das seções delgadas possibilitou caracterizar sua microtectônica (arranjo interno e processos/mecanismos deformacionais inerentes a seus desenvolvimentos). Os mecanismos deformacionais discriminados, juntamente com a análise cinemática, permitiram classificar as Bds. Para tal utilizou-se o modelo de classificação propostos por Fossen *et al* (2007) e Fossen *et al* (2017). A integração desses dados permitiu propor modelos evolutivos das condições reológicas para a formação dessas estruturas.

Os dados da análise microtectônica associadas àqueles petrológicos possibilitaram interpretar as condições de litificação da rocha hospedeira quanto à época do desenvolvimento das Bds e falhas associadas, e assim determinar a relação cronológica entre essas estruturas e os níveis crustais onde estas se desenvolveram.

Capítulo III

Estado da arte

CAPÍTULO III

ESTADO DA ARTE: BANDAS DE DEFORMAÇÃO

3.1 - Introdução

A deformação atuante em rochas com baixa porosidade na crosta superior rasa, aproximadamente até 10 km de profundidade, é comumente expressa pelo desenvolvimento de estruturas de caráter predominantemente frágil (Davis e Reynolds, 1996). Todavia, em rochas porosas, tais como arenitos com porosidade superior a 15% a deformação pode ser evidenciada pela formação de estruturas peculiares denominadas de bandas de deformação (Bds) (Antonellini e Aydin, 1994; Devatzes e Aydin, 2003; Fossen e Bale, 2007). Inicialmente identificadas e descritas por Aydin (1978), nos arenitos jurássicos porosos Estrada e Navajo presentes no Deserto de São Rafael (Utah-Estados Unidos), as Bds correspondem a estruturas tabulares penetrativas de comprimento e espessura variadas (milimétrica a centenas de metros), formadas em resposta a um campo de *strain* de caráter localizado, podendo exibir rejeitos de ordem milimétrica a centimétrica.

Embora comumente identificadas em arenitos, as Bds podem também se desenvolver em sedimentos inconsolidados (Fossen *et al.*, 2007; Kaproth *et al.* 2010, Brandes e Tanner, 2012), rochas pouco litificadas (Skurtveit, *et al.* 2014, Torabi, 2014), rochas carbonáticas como *chalks* (Weenberg *et al.*, 2013; Knutsen, 2016) e *grainstones* (Tondi *et al.* 2006; Torabi, 2007; Agosta *et al.*, 2010; Cilona, *et al.* 2012; Rustichelli *et al.*, 2012; Antonelli *et al.*, 2014; Fossmark, 2015; Hodson *et al.* 2016; Rotevatn *et al.*, 2016), e em rochas vulcanoclásticas, tais como ignimbritos (Wilson *et al.*, 2003; Lin e Huang, 2014) e hialotufos (Tewsbury *et al.* 2009). O desenvolvimento das Bds em sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados, e nos diversos tipos de rochas supracitadas é promovido, respectivamente, em virtude do baixo grau de empacotamento dos grãos (Davies *et al.*, 2017) e pela presença de uma expressiva porosidade primária ou secundária, sendo essa última resultante da atuação de processos diagenéticos.

Diversos são os cenários tectônicos de formação das Bds (figura 3.1). Fossen *et al.* (2007) advogam que essas estruturas ocorrem associadas a ambientes de soerguimentos verticais, colapso gravitacional incluindo a formação de monoclinais, rifteamento, falhas de empurrão/reversas, e em processos múltiplos incluindo halocinese (minibacias; Davies *et*

al., 2017), lutocinese e cenários glacioteclônicos. Estudos recentes destacam também a existência de Bds associadas a estruturas impactogênicas (Okubo e Schultz, 2007), e a regiões de plataformas carbonáticas (Antonellini *et al.*, 2014).

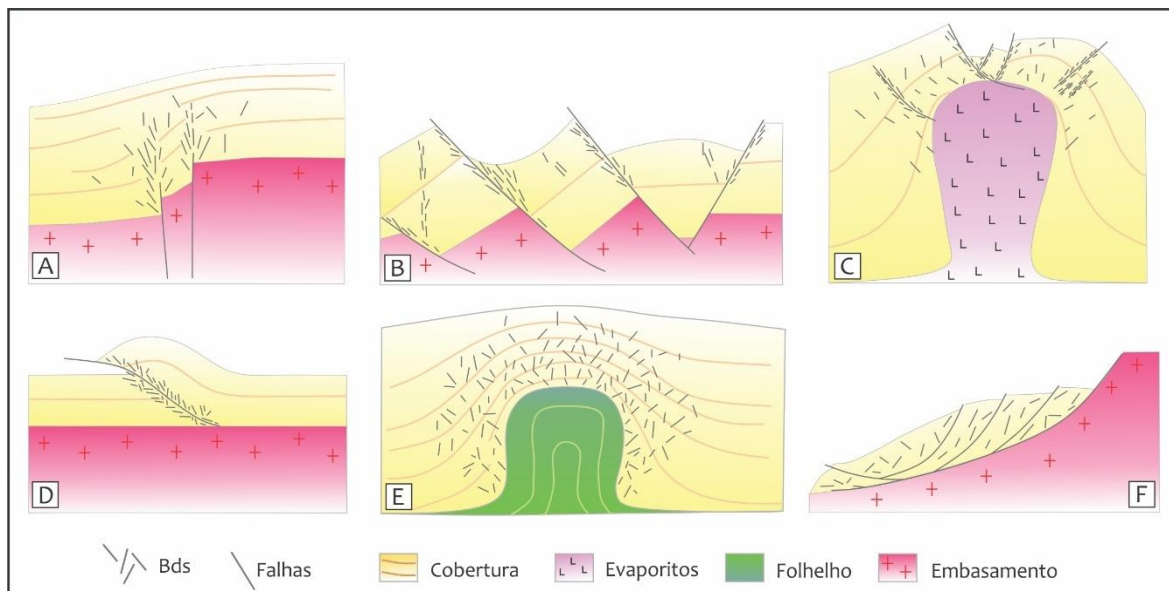


Figura 3.1: Principais cenários tectônicos onde ocorre o desenvolvimento das bandas de deformação. A) Soerguimentos verticais e/ou dobras de propagação de falhas B) Rifting, C) Halocinese, D) Falhas de empurrão e/ou inversa, E) Lutocinese, F) Eventos glacioteclônicos ou colapso gravitacional. Modificado de Fossen *et al.* (2007).

Nos diferentes cenários tectônicos macroestruturas variadas podem se desenvolver controlando a distribuição e os diferentes tipos de população de Bds, uma vez que a nucleação e evolução dessas estruturas estão relacionadas/condicionadas geneticamente à cinemática e dinâmica estrutural/evolutiva do desenvolvimento das estruturas em grande escala. Segundo Fossen *et al.* (2017), as principais macroestruturas são as rampas de revezamento, falhas lítricas, dobras de propagação de falhas, dobras formadas pelos mecanismos de *bending*, *bucking* e flexura ortogonal, *rollovers* e *nappes* (figura 3.2).

3.2 - Relação entre bandas de deformação e falhas, e sua classificação hierárquica

Alguns estudos mais antigos (Dunn *et al.*, 1973; Aydin e Johnson, 1978) utilizaram o conceito de Bds com a mesma conotação de falhas com pequenos rejeitos e/ou fraturas, contudo, o desenvolvimento de novas pesquisas diversos aspectos permitiram caracterizar a distinção entre estas estruturas.

As Bds representam descontinuidades tabulares (Fossen, 2010) com gradiente de deslocamento interno contínuo, exibindo espessura e, quando presentes, rejeitos inferiores aos das falhas. Outra diferença refere-se ao comportamento mecânico das Bds, uma vez que quanto afetadas por esse tipo de estrutura a rocha hospedeira tende a manter ou mesmo aumentar sua coesão, caráter distinto ao que é observado em estruturas tais como falhas e fraturas, onde, nestes casos ocorre uma redução drástica desse parâmetro.

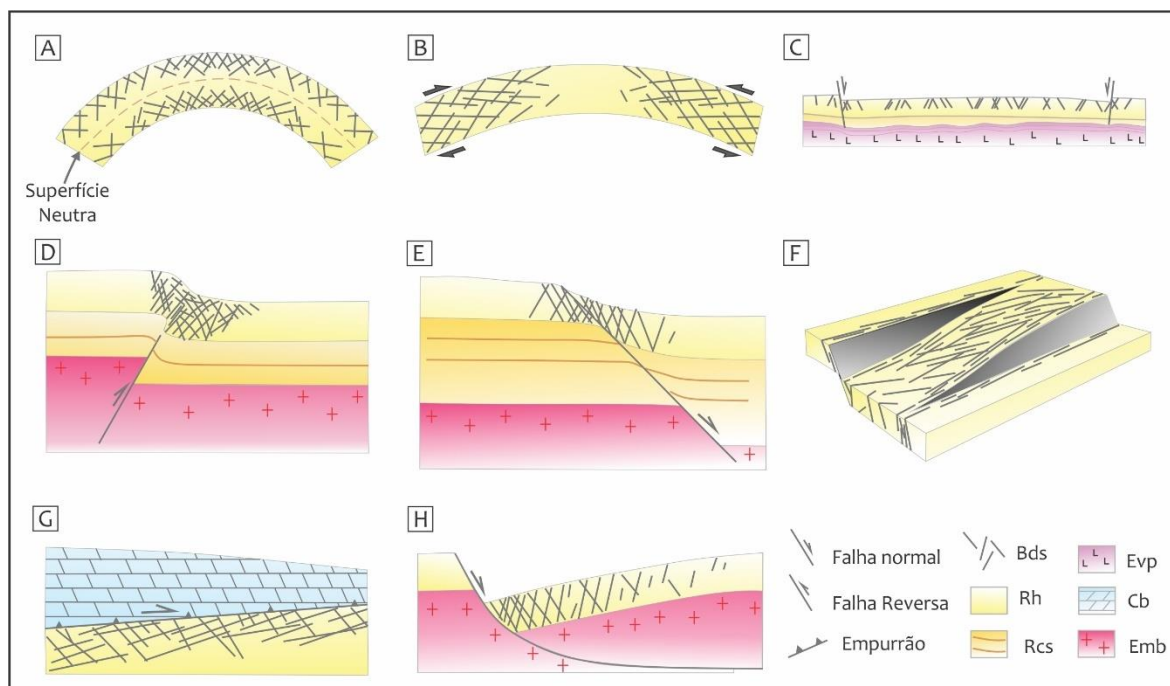


Figura 3.2: Principais macroestruturas onde comumente as Bds ocorrem associadas. Dobras formadas por flexura ortogonal (A) e por deslizamento flexural (B), acima de com alta mobilidade, tal como evaporito (C), Dobras de propagação de falha associado ao sistema de falhas reversas (D) ou normais (E), rampas de revezamento (F), *nappes* (G), e falha listrica e *rollover* (H). Emb = Embasamento, Rcs = Rochas sedimentares, Rh = Rocha hospedeira (arenito poroso), Evp = Evaporito, Cb = Rocha carbonática. Modificado de Fossen *et al* (2017).

Apesar de comumente descritas como estruturas secundárias associadas a zonas de danos/processos de falhas, as Bds, em alguns casos, podem evoluir com o aumento da deformação resultando no desenvolvimento de estruturas mais importantes (falhas), como registrada nos arenitos porosos Entrada e Navajo (Utah-Estados Unidos).

O processo de formação e desenvolvimento das Bds envolve três estágios evolutivos distintos (Aydin, 1978; Aydin e Johnson, 1978), os quais resultam em diferentes arranjos hierárquicos a depender da intensidade da deformação. Em arenitos porosos, o estágio inicial da deformação é evidenciado pelo desenvolvimento de Bds individuais ou solitárias denominadas hierarquicamente de *singles* (figura 3.3), as quais exibem espessura e rejeitos

de ordem milimétrica. Com o aumento da deformação ocorre o maior desenvolvimento da população dessas estruturas que se aglomeram formando um conjunto de *singles*, denominadas de *clusters* (figura 3.3) ou zona de bandas de deformação (Aydin e Antonellini, 1978), as quais envolvem maiores espessuras e rejeitos (ordem centimétrica a métrica) em virtude do acúmulo do rejeito de cada *single* que as compõem.

A análise estrutural/evolutiva das Bds feita por Aydin e Johnson (1978), Schultz e Siddharthan (2005), denotam que a formação das bandas *singles* e *clusters* está relacionada a uma deformação do tipo *hardening*. Nesse modelo, a rocha hospedeira das Bds exibe uma menor resistência ao *strain* que as zonas/regiões afetadas pelas bandas recém-formadas, o que condiciona a propagação da deformação para as adjacências dessas estruturas, resultando na nucleação de novas Bds. Esse modelo evidencia o porquê das *singles* e/ou *clusters* não acumularem rejeitos de maior magnitude.

Em um estágio mais evoluído da deformação, superfícies de deslizamento, evidenciadas pela presença de estrias e *slickensides* (Aydin, 1978; Aydin e Johnson, 1978), podem se desenvolver associadas à alta concentração de Bds do tipo *clusters* (figura 3.3).

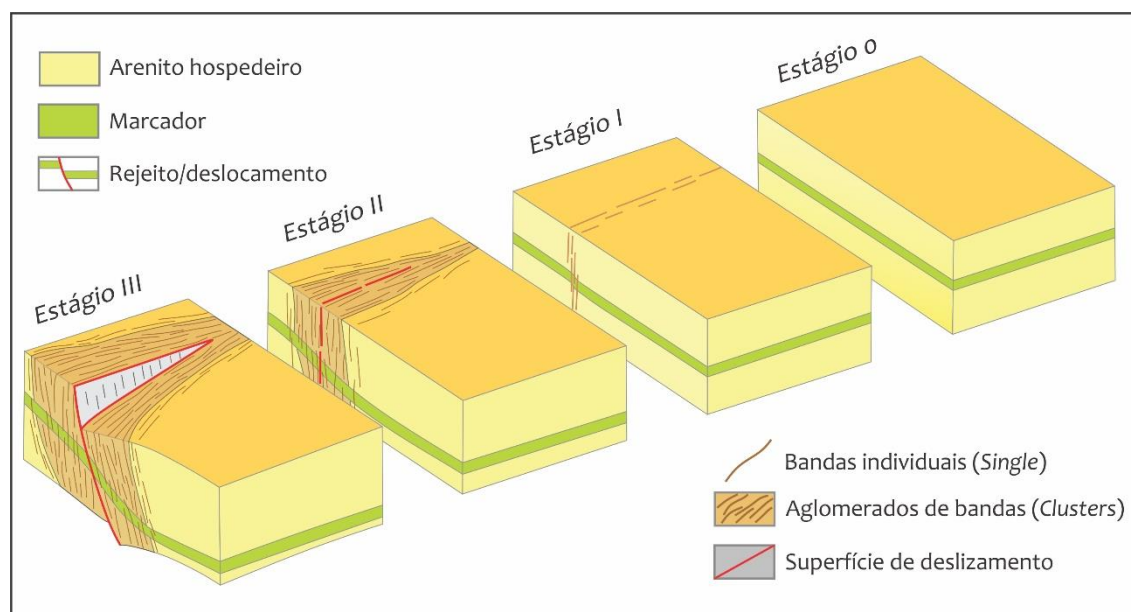


Figura 3.3: Esquema mostrando a evolução da deformação em arenitos porosos, a qual resulta inicialmente na formação de bandas individuais (Estágio I), progredindo com o aumento do *strain* para formar aglomerados de bandas (Estágio II) que podem coalescer resultando na formação de um plano de deslizamento (Estágio III). Reproduzido de Araújo Neto (2011).

Essas superfícies acomodam rejeitos da ordem centimétrica a alguns metros, sendo caracterizadas por um *strain* do tipo *softening*. Essas podem interagir e se conectar

lateralmente em virtude dos incrementos de *strain*, resultando na nucleação de um plano de falha, também denominado de bandas de deformação falhadas ou *faulted deformation bands* (Fossen e Hesthammer, 1997; Shipton e Cowie, 2003), no interior das zonas de danos (Schultz e Siddharthan, 2005). A passagem do *strain hardening* para o *strain softening* ainda é pouco explicado (Mair *et al.*, 2000).

3.3 - Classificação Cinemática

As Bds são cinematicamente arranjadas em dois grupos principais (Aydin *et al.*, 2006), as formadas em resposta a uma deformação cisalhante e as desenvolvidas em virtude de uma deformação volumétrica (contração ou dilatação).

Fossen *et al.* (2007) e Fossen *et al.* (2017) agrupam as Bds sob o critério cinemático em três *end-members*: bandas de cisalhamento (*shear bands*), bandas dilatacionais (*dilation bands*) e bandas compactacionais (*compaction bands*). Esses tipos podem se combinar promovendo o desenvolvimento de bandas híbridas (figura 3.4).

As bandas formadas no contexto de deformação volumétrica englobam as do tipo compactacionais (Molema e Antonelli, 1996; Issen e Rudnicki, 2001; Sternlof *et al.*, 2005; Okubo e Schultz, 2007; Aydin e Ahmadov, 2009; Eichhubl *et al.*, 2010; Schultz *et al.*, 2010; Fossen *et al.*, 2011, Zuluaga, 2014; Fossen *et al.*, 2015) e dilatacionais (Du Bernand *et al.*, 2002; Aydin *et al.*, 2006; Chemenda, 2009; Chemenda *et al.*, 2012; Klimczak e Schultz, 2013), as quais se formam em virtude de um cisalhamento puro com variação volumétrica positiva e negativa, respectivamente (figura 3.4). Na rocha hospedeira o desenvolvimento desses tipos de bandas resulta na redução de sua porosidade, no caso das bandas compactacionais, e o aumento desse parâmetro nas dilatacionais.

As bandas do tipo cisalhante, por sua vez, são arranjadas em três sub-membros (figura 3.4), as puramente cisalhantes (figura 3.4) formadas em virtude de uma deformação induzida unicamente por cisalhamento simples, e as do tipo híbridas (cisalhantes compactacionais ou dilatacionais), originadas pela combinação dos componentes de cisalhamento simples e puro (figura 3.4). A maioria das bandas descritas na literatura compreendem as do tipo híbridas, cisalhantes compactacionais (Fossen *et al.*, 2007).

Embora formadas sob contextos deformacionais distintos, as bandas cisalhantes, as de variação volumétrica e as híbridas podem se desenvolver contemporaneamente, dependendo

da orientação dessas estruturas durante sua nucleação com relação ao campo de *strain* (Mollema e Antonellini, 1996; Du Bernand *et al.*, 2002).

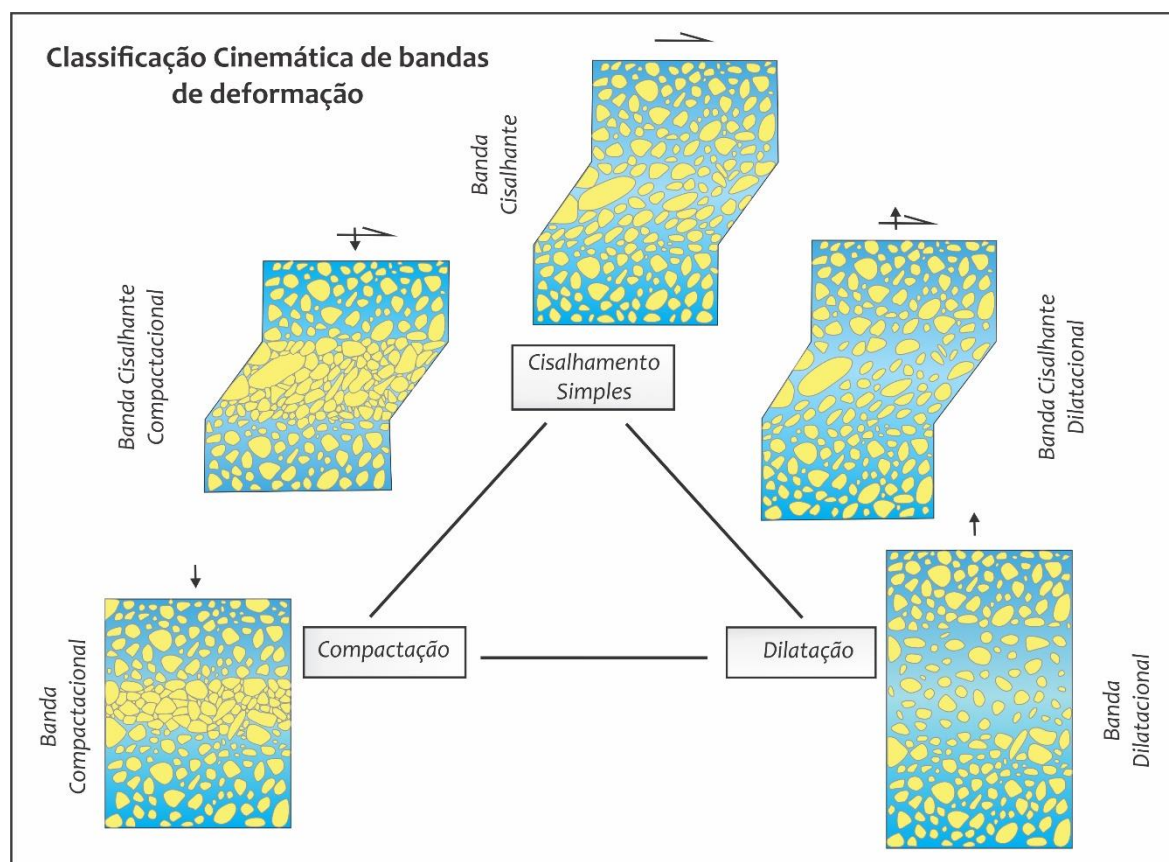


Figura 3.4: Classificação cinemática das bandas de deformação. Modificado de Fossen *et al* (2007).

3.4 - Mecanismos deformacionais

Além da classificação cinemática, as Bds podem ser agrupadas de acordo com os mecanismos deformacionais operantes durante o seu desenvolvimento, os quais são dependentes de condições internas e externas inerentes a rocha hospedeira, tais como mineralogia, tamanho e forma do grão, selecionamento, cimentação, porosidade e o campo de *strain*.

Conceitualmente, os mecanismos deformacionais compreendem aos processos atuantes em qualquer regime deformacional, que conduzem à deformação externa e/ou interna de uma dada rocha e/ou mineral (Fossen, 2010). A partir desse conceito, as Bds são classificadas, em desagregacionais, cataclásticas, filossilicáticas e/ou *clay smearing*

(Antonelli *et al.*, 1994; Fossen *et al.*, 2007) e dissolução/cimentação (Fossen *et al.*, 2007, figura 3.5).

As Bds desagregacionais, também denominadas de bandas não cataclásticas (Antonellini *et al.*, 1994), se desenvolvem em decorrência da desagregação induzida pelo cisalhamento atuante em sedimentos e rochas pouco litificadas. O principal mecanismo responsável pelo desenvolvimento desse tipo de banda compreende o fluxo granular, onde os processos de deslizamento fricional, ruptura do cimento e rotação de grãos operam em conjunto. Em escala macroscópica, esse tipo de banda comumente exibe comportamento mecânico semelhante ao observado em zonas de cisalhamento dúcteis, visto que as lâminas de sedimento inconsolidado hospedeiras desse tipo de estrutura podem ser traçadas continuamente através de todo seu interior (Fossen, 2010; 2012).

As Bds cataclásticas, inicialmente descritas por Aydin (1978), Aydin e Johnson (1983) e Davis (1999), compreendem estruturas formadas através do mecanismo de fluxo cataclástico, condições em que operam os processos deformacionais de fraturamento (fraturas intergranulares, intragranulares e transgranulares) em diversos níveis e intensidades. As Bds formadas nessas condições exibem um núcleo densamente cataclasado, local de máxima concentração da deformação, onde os grãos são intensamente cominuídos resultando, em alguns casos, na formação de uma matriz tectônica (Ferreira e Alves da Silva, 2005). Envoltos a esse núcleo ocorre uma zona externa onde domina a compactação (como resultado da atuação de um fluxo granular) e o fraturamento (Fossen *et al.*, 2007; Araújo Neto *et al.*, 2012).

As Bds cataclásticas, em arenitos porosos, comumente se desenvolvem em profundidades entre 1,5 a 3,0 km em condições pós-litificação (Fossen *et al.* 2007; Fossen, 2012), mas também podem se formar em condições pré a sin-litificação como documentado em arenitos inconsolidados a pouco litificados (Karig e Lundberg, 1990; Rawling e Goodwin, 2003; Ujiie *et al.*, 2004), tufos e ignimbritos (Wilson *et al.*, 2003), sedimentos sub-glaciais (*till*, Hooke e Iverson, 1995; Van der Meer *et al.*, 2003).

Por sua vez, as Bds filossilicáticas formam-se em arenitos ou sedimentos em que a proporção de filossilicatos (argilominerais e micas) situa-se entre 10-40% (Fossen *et al.*, 2007). Os filossilicatos atenuam a deformação nas Bds, condicionando a ocorrência de deslizamentos ao longo dos limites dos grãos com a ausência de fraturamento. Desse modo, esse tipo de banda pode ser entendido como um tipo particular de banda de desagregação (Fossen *et al.*, 2007). Em determinadas condições os filossilicatos tendem a se misturar com

os outros grãos do arcabouço (Gibbson, 1998), resultando na formação de Bds do tipo com *clay smearing* (Antonellini *et al.*, 1994).

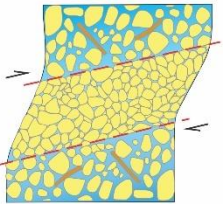
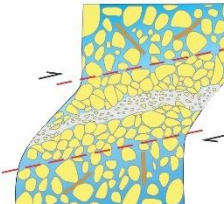
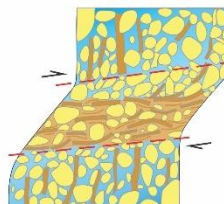
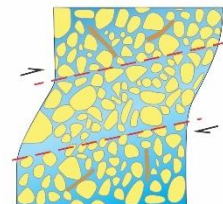
Classificação das bandas a partir dos mecanismos deformacionais				
Banda dissolução/cimentação	Banda cataclástica	Banda filossilicática	Banda de desagregação	TIPOS
				REPRESENTAÇÃO
Crescimento diagenético de quartzo/feldspato em arenitos a uma profundidade de 2 a 3 km, ocorrendo posterior a formação das bandas.	Fragmentação mecânica (cataclase) dos grãos. Ocorrem em profundidades entre 1,5 a 3 km.	Ocorrem em areias e arenitos com proporção de minerais laminares entre 10% a 15%.	Ocorrem em areias e arenitos pouco consolidados. Deformação a partir de fluxo granular	CARACTERÍSTICAS

Figura 3.5: Classificação das Bds com base nos mecanismos responsáveis pelo seu desenvolvimento. Modificado de Fossen *et al* (2007).

Em algumas bandas, os processos diagenéticos de cimentação/dissolução são bastante atuantes, durante ou pós-deformação, formando as bandas de cimentação/dissolução. Este tipo comumente se desenvolve em profundidades superiores a 2-3 km ($>90^{\circ}\text{C}$), intervalo em que ocorre uma intensa dissolução de quartzo (Walderhaug, 1996). Caso a dissolução seja bastante expressiva a banda passa a ser chamada banda de dissolução (*solution bands*; Gibbson, 1998). Durante este processo ocorre o crescimento autigênico, principalmente de quartzo e feldspato, ao longo das faces livres dos grãos do arcabouço recém-fraturado, sendo essa uma característica comum das rochas hospedeiras que exibem grãos revestidos por illita (Storvoll *et al.*, 2002) e clorita (Ehrenberg, 1993).

3.5 - Principais classificações geométricas/espaciais

A geometria das Bds é definida com base no arranjo externo e interno dos minerais que as compõem. Comumente essas estruturas exibem geometria planar a curve-planar e anastomosada.

Além das geometrias mencionadas, Bds exibindo geometria em olho e em rampa (figura 3.6A e B) foram identificadas nos arenitos do Grupo Ilhas (Bacia do Tucano). Esse arranjo foi primeiramente descrito por Antonellini *et al* (1994), sendo caracterizado por apresentar internamente *pods* simétricos ou assimétricos (rampa) da rocha hospedeira, não deformada (ou fracamente deformada).

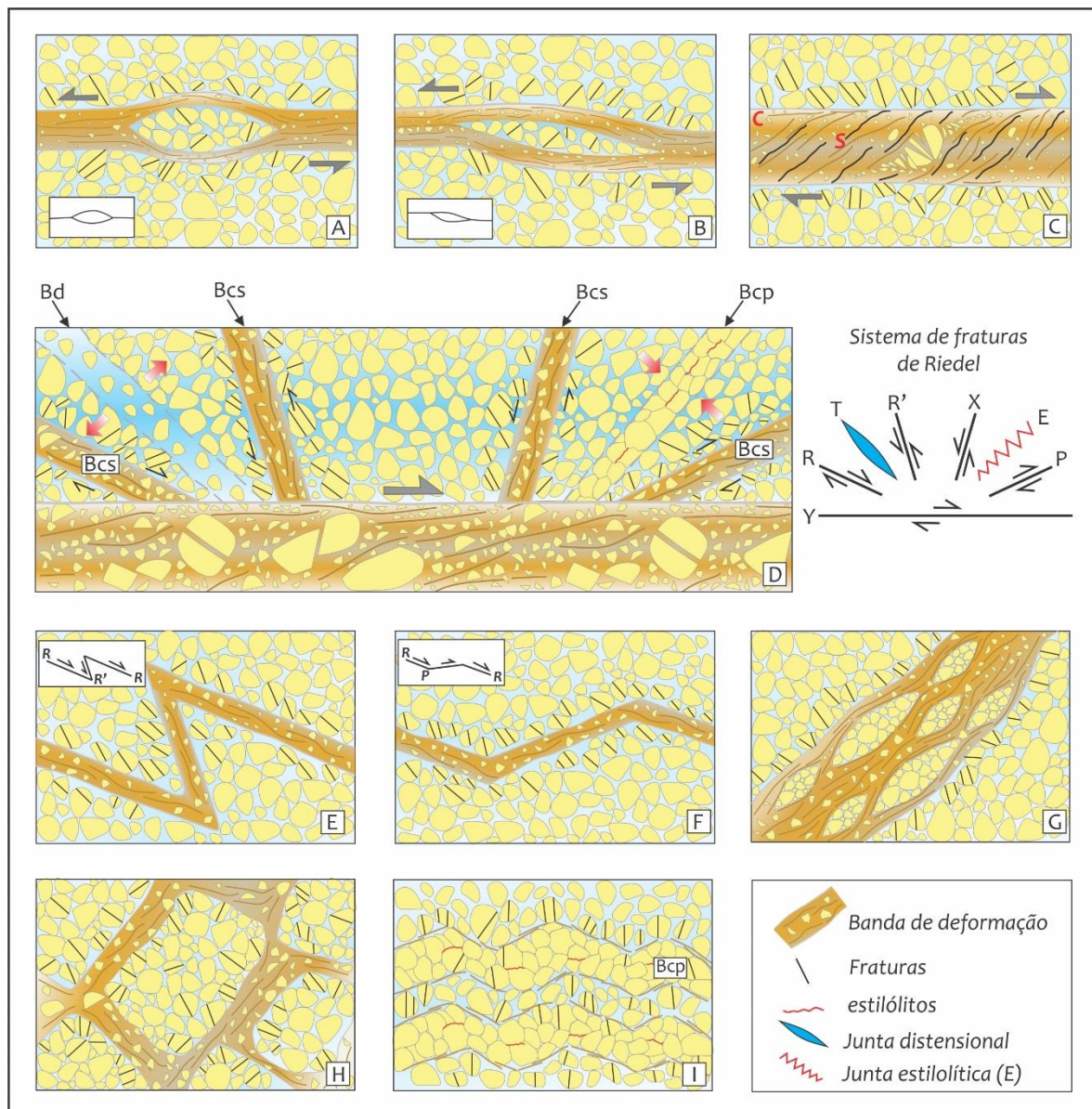


Figura 3.6: Classificação geométrica das Bds. A) Tipo olho, B) Tipo rampa, C) Par S-C, D) Bandas com disposição geométrica análoga as fraturas cisalhantes de Riedel, E e F) Bandas desenvolvidas na posição R e R', R e P fraturas cisalhantes de Riedel em R e R', G) Losenges, H) Poligonais, I) Tipo Chevron. Bd = Banda dilatacional, Bcs = Banda cisalhante e Bcp = Banda compactacional.

Bds com arranjo geométrico externo (figura 3.6C) e interno análogo a estrutura S-C, presentes em zonas de cisalhamento de terrenos cristalinos, são documentadas em diversos

trabalhos em rochas sedimentares, tais como, Labaume e Moretti (2001), Costa *et al.*, (2004); e Araújo Neto *et al.*, (2012). Contrariamente ao observado nas zonas de cisalhamento, onde o par S-C se desenvolve em virtude de uma recristalização dinâmica em condições da deformação plástica, nas Bds essa geometria se forma em condições P e T bem mais baixas, ligada ao fluxo de material pré-litificação ou a processos cataclásticos. Labaume e Moretti (2001) destacam que o plano de cisalhamento C é demarcado por grãos cominuídos, argilas e óxidos orientados segundo o fluxo da deformação. O plano S se desenvolve oblíquo ao plano C, e exibe geometria sigmoidal sendo marcado pela orientação de argilas, óxidos e, em alguns casos, por clastos tipo σ (Araújo Neto *et al.*, 2012).

Apesar das fraturas do tipo *Riedel* serem comumente associadas a estruturas de caráter descontínuo, algumas Bds podem exibir arranjo geométrico análogo a essas estruturas (figura 3.6D). Segundo Alghren (2001), as Bds devem exibir inicialmente um padrão escalonado em disposição análoga a fratura cisalhante do tipo R (figura 3.6E e F), passando a ser conectadas com o aumento da deformação por bandas em posição análoga as fraturas cisalhantes R' ou P.

Bds com arranjo em *losenges* (Awdal *et al.*, 2014) exibem forma de lente com eixo maior alongado paralelo ao fluxo da deformação (figura 3.6G). Mais recentemente, bandas com geometria poligonal (Antonellini e Mollema, 2015; figura 3.6H) e com arranjo geométrico similar as dobras em *chevron* (Fossen *et al.*, 2015; figura 3.6I), em contexto tectônico distensional e contracional respectivamente, têm sido descritas na literatura.

3.6 - Implicações ao fluxo de fluido

A presença de Bds em rochas reservatórios, possíveis portadoras de hidrocarbonetos ou água, pode afetar as propriedades petrofísicas (porosidade e permeabilidade) das rochas encaixantes, influenciando positiva ou negativamente no fluxo do fluido ou condicionando sua compartimentação.

A maioria dos estudos sobre o comportamento hidrodinâmico dessas estruturas são relacionados a reservatórios areníticos, onde as Bds exibem propriedades geomecânicas distintas da rocha hospedeira, funcionando como uma anisotropia/heterogeneidade estrutural (Caine *et al.*, 1996; Cello *et al.*, 2001; Rotevatn *et al.*, 2009; Zuluaga *et al.*, 2016).

Diversos são os fatores que podem influenciar no efeito das Bds no fluxo de fluido, tais como continuidade lateral, largura, orientação, tipo de banda (cataclástica ou não

cataclástica) e conectividade entre essas estruturas. Diversos estudos (Costa *et al.*, 2003; Alves da Silva *et al.*, 2005; Johansen *et al.*, 2005; Fossen e Bale, 2007) mostram que a direção da permeabilidade paralela às Bds é relativamente superior à permeabilidade perpendicular a essa estrutura. Adicionalmente, Rotevatn *et al.* (2007) advoga que um conjunto de bandas (*clusters*) bem conectadas afetam em ordem superior o fluxo de fluido em comparação às bandas *singles*, onde o fluxo pode ter habilidade em encontrar um caminho/rota que ultrapasse essa estrutura.

Outras pesquisas como Ogilvie e Glover (2001) e Fossen e Bale (2007), mostram que as Bds, em alguns casos, são estruturas negligenciáveis para influenciar no fluxo de fluidos devido à sua expressão milimétrica e por apresentarem baixa conectividade (volumes tabulares segmentados). As Bds podem retardar o fluxo de fluido compartimentando setores, mas não atuam como selantes o tempo todo entre si, (Alves da Silva, *et al.*, 2007; Medeiros *et al.*, 2009).

Alguns trabalhos, entretanto, sugerem que, como as Bds apresentam uma redução da permeabilidade em relação à rocha hospedeira na ordem de magnitude de 6 vezes (Crawford *et al.*, 1998; Sternlof *et al.*, 2005; Torabi *et al.*, 2008), fato comumente observado em bandas cisalhantes e híbridas (compactacionais cisalhantes), essas estruturas podem desempenhar o papel de barreira/ trapa estrutural (Ogilvie e Glover, 2001; Araújo Neto *et al.*, 2012; Zuluaga *et al.*, 2016). Por outro lado, trabalhos como os de Parry *et al.* (2004) e Parnell *et al.* (2004) sugerem que as Bds podem, mesmo que durante sua fase inicial de desenvolvimento, desempenhar o papel de conduto, uma vez que, comumente, é observado a presença de cimentos do tipo óxidos e hidróxidos (Fowles e Burley, 1994; Ferreira e Alves da Silva, 2005), carbonático (Labaume *et al.*, 2001) e até mesmo, hidrocarbonetos (Parnell *et al.*, 2004) na zona interna dessa estrutura.

Em geral, as Bds dos tipos desagregacionais e dissolução/cimentação podem apresentar uma redução ou acréscimo em suas propriedades petrofísicas, em relação à rocha hospedeira, dependendo de sua cinemática e dos processos diagenéticos operantes, respectivamente. Bds puramente dilatacionais exibem um aumento em sua porosidade na ordem de 8% (Du Bernard *et al.*, 2002). Por sua vez, as Bds filossilicáticas tipicamente mostram uma redução na permeabilidade em relação à rocha hospedeira, cuja ordem de magnitude depende da porcentagem e da granulometria dos argilominerais presentes (Fisher e Knipe, 2001; Fossen *et al.*, 2007).

Recentemente, diversos estudos (Fossen e Bale, 2007; Torabi e Fossen, 2009; Rotevatn e Fossen, 2011; Zuluaga *et al.*, 2016) têm tratado da aplicação de métodos computacionais/matemáticos, integrado ao estudo geométrico/espacial das Bds, para prever e simular o fluxo de fluido em reservatórios siliclásticos (arenitos), uma vez que essas são estruturas subsísmicas e em alguns casos dificilmente diagnosticadas em perfis de poços, mas que podem desempenhar papel importante na compartimentação do reservatório.

Capítulo IV

Contexto Geológico

CAPÍTULO IV

CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 - Introdução

A Bacia de Tucano, doravante denominada BT, compreende a porção central do rifte intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ, figura 4.1) abortado durante o Eocretáceo, cujo desenvolvimento está relacionado ao processo de rifteamento do Supercontinente Gondwana, que resultou na atual configuração da margem Leste brasileira (Szatmari *et al.*, 1985; Milani *et al.*, 1988; Szatmari e Milani, 1999). Geograficamente, essa megaestrutura encontra-se localizado no Nordeste do Brasil entre os estados da Bahia, Pernambuco e Sergipe, abrangendo uma extensão areal de 46.500 km².

O RTJ compreende um conjunto de três bacias configuradas em semigrábens com preenchimento sedimentar do Siluriano ao Cretáceo, que ocorrem instaladas sobre os litótipos do Cráton São Francisco e da Província Borborema. A delimitação entre essas sub-bacias é demarcada pela presença de altos estruturais, e por falhas de transferência com *trend* NW-SE a NNW-SSE.

Essa megaestrutura exhibe uma orientação principal N-S, em sua porção central, alusiva ao *trend* da BT e inflexões para NE-SW, tanto em sua porção norte quanto sul, referente as bacias de Jatobá e do Recôncavo, respectivamente (figura 4.1). Essa configuração, segundo Milani e Davison (1988); Magnavita (1992); Magnavita *et al.* (2003) e Kosin (2009), se dá em virtude da reativação de anisotropias prévias do embasamento (foliações, bandamentos, zonas de cisalhamento, etc) durante a formação do RTJ, fato evidenciado pelo forte paralelismo entre os *trends* de suas falhas de borda e os das estruturas pretéritas. Magnavita (1992) caracteriza a configuração dessa megaestrutura em três tipos, as fortemente, as moderadamente e as não controladas por anisotropias pré-existentes.

Estudos sobre a evolução tectônica do RTJ enfatizam uma evolução polifásica, relacionada a dois eventos tectônicos distensionais, um E-W durante o Berriasiano (Magnavita, 1992; Magnavita *et al.*, 2003), e o outro referente a campo trativo NW-SE desenvolvido durante a fase sin-Rifte no Eoaptiano (Magnavita, 1992; Magnavita *et al.*, 2003; Destro *et al.*, 2003; Vasconcelos *et al.*, 2003), sendo essa última fase também presente nas bacias interiores do Nordeste (Matos, 1992; Matos, 1999).

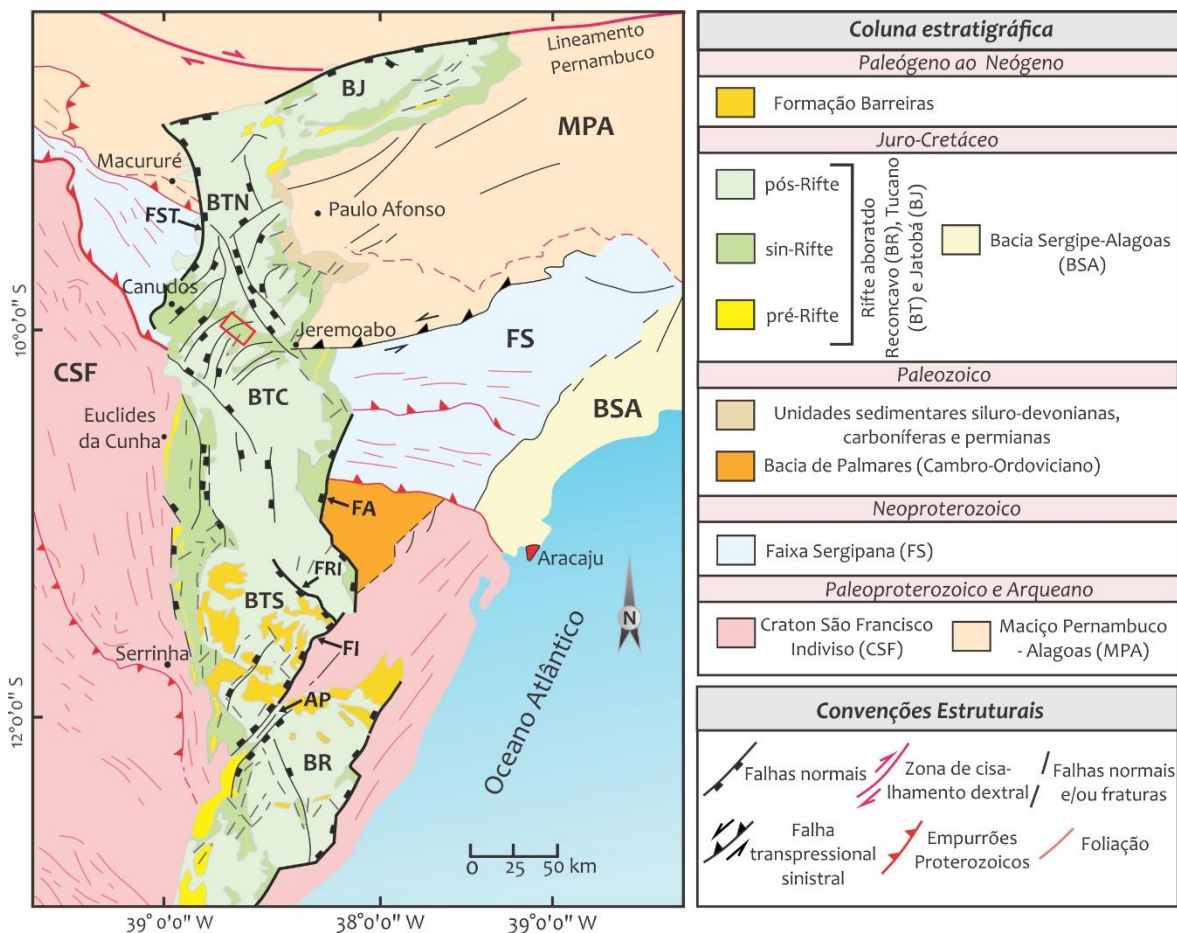


Figura 4.1: Mapa geológico simplificado do RTJ e das unidades que compõem seu embasamento (Modificado de Magnavita (1992), Aragão e Peraro (1994), Kosin (2009). AP = Alto de Aporá, FI = Falha de Inhambupe, FRI = Falha Rio Itapecuru, FA = Falha de Adustina, FST = Falha de São Saité. A Bacia de Tucano (BT) compreende as Sub-bacias Tucano Sul (BTS), Central (BTC) e Norte (BTN). O retângulo em vermelho destaca a localização da área estudada.

4.2 - Bacia do Tucano: Configuração estrutural

A BT, localizada no extremo nordeste do estado da Bahia, exibe uma cobertura areal de 30.500 km², constituída pelo conjunto de três sub-bacias (semigrabens assimétricas), denominadas Tucano Sul, Central e Norte, limitados por falhas de transferências/zonas de acomodação NW-SE (Milani e Davison, 1988; Magnavita *et al.*, 2003, figura 4.1).

As sub-bacias Tucano Sul e Central limitam-se a oeste por discordância erosiva com embasamento (Cráton São Francisco) e/ou através de monoclinais e falhas de pequeno porte (Magnavita *et al.*, 2003). A leste tem-se as falhas de borda, Adustina e Inhambupe (figura 4.1). A sub-bacia Tucano Sul limita-se a sul com a Bacia do Recôncavo através do Alto de Aporá (alto estrutural) e a norte com a Sub-bacia de Tucano Central por meio da falha de

transferência Rio Itapecuru (figura 4.1). Por sua vez, o limite norte da Sub-bacia de Tucano Central se dá através da falha de transferência/zona de acomodação/arco Vaza Barris, que a separa da Sub-bacia de Tucano Norte.

O arranjo estrutural da Sub-bacia de Tucano Sul é delineado por um conjunto de falhas normais N25°E sintéticas à sua falha de borda, a Falha de Inhambupe, que exhibe mergulho para NW. Na Sub-bacia Central, as falhas apresentam-se como essencialmente normais N-S a NNE-SSW com permutação em seu sentido de mergulho tanto para E quanto para W, relativamente oblíquas à sua falha de borda, a Falha de Adustina. Contudo, em sua porção extremo sul, essa sub-bacia exhibe falhas normais NE-SW, ao longo do Arco Vaza-Barris (Magnavita *et al.*, 1992). Ambas as sub-bacias, em subsuperfície, mostram estruturas com geometria em estilo dominó (Magnavita *et al.*, 1992).

A Sub-bacia de Tucano Norte limita-se a norte com a Bacia de Jatobá através da falha de São Francisco (NW-SE), a sul com a sub-bacia Tucano Central, a oeste com sua falha de borda NW-SE, São Saité, que exhibe mergulho para ENE, e a leste por contato erosivo e/ou por meio de falhas com o embasamento (Província Borborema - Faixa Sergipana e Maciço Pernambuco-Alagoas, figura 4.1). Ao longo da margem flexural dessa sub-bacia ocorre o Gráben de Santa Brígida (figura 4.2), que corresponde a uma bacia tipo *pull-apart* remanescente de idade Paleozoica (Magnavita, 1992).

Estruturalmente, a Sub-bacia de Tucano Norte exhibe uma série de falhas normais com mesmo *trend* que as presentes na Sub-bacia Tucano Sul. Em sua grande maioria, essas estruturas compreendem a falhas normais *sensu stricto* (Milani e Davison, 1988) antitéticas à falha mestra, a Falha de São Saeté, as quais exibem variação em seus sentidos de mergulhos. Assim como nas sub-bacias Tucano Sul e Central, em subsuperfície essas falhas ocorrem arranjadas em geometria tipo dominó.

4.2.1 - Arco Vaza - Barris

O limite entre as Sub-bacias do Tucano Central e Norte é demarcada por uma importante estrutura NW-SE denominada de Arco/Zona de acomodação/Falha de transferência Vaza-Barris (figura 4.2). Localizado ao longo do curso do rio de nome homônimo, essa estrutura ocorre como um alto estrutural transversal a BT. Ressalta-se aqui que a área de estudo se localiza nesse compartimento estrutural.

Em toda extensão dessa estrutura a unidade pós-Rifte foi erodida promovendo a exposição das unidades sin-Rifte. O Arco Vaza-Barris exibe uma expressiva complicação estrutural em virtude de ser nesse setor que o sistema de semigrábens invertem sua polaridade de mergulho passando para NW a norte do arco (Magnavita e Cupertino, 1987; Magnavita, 1992, figura 4.2).

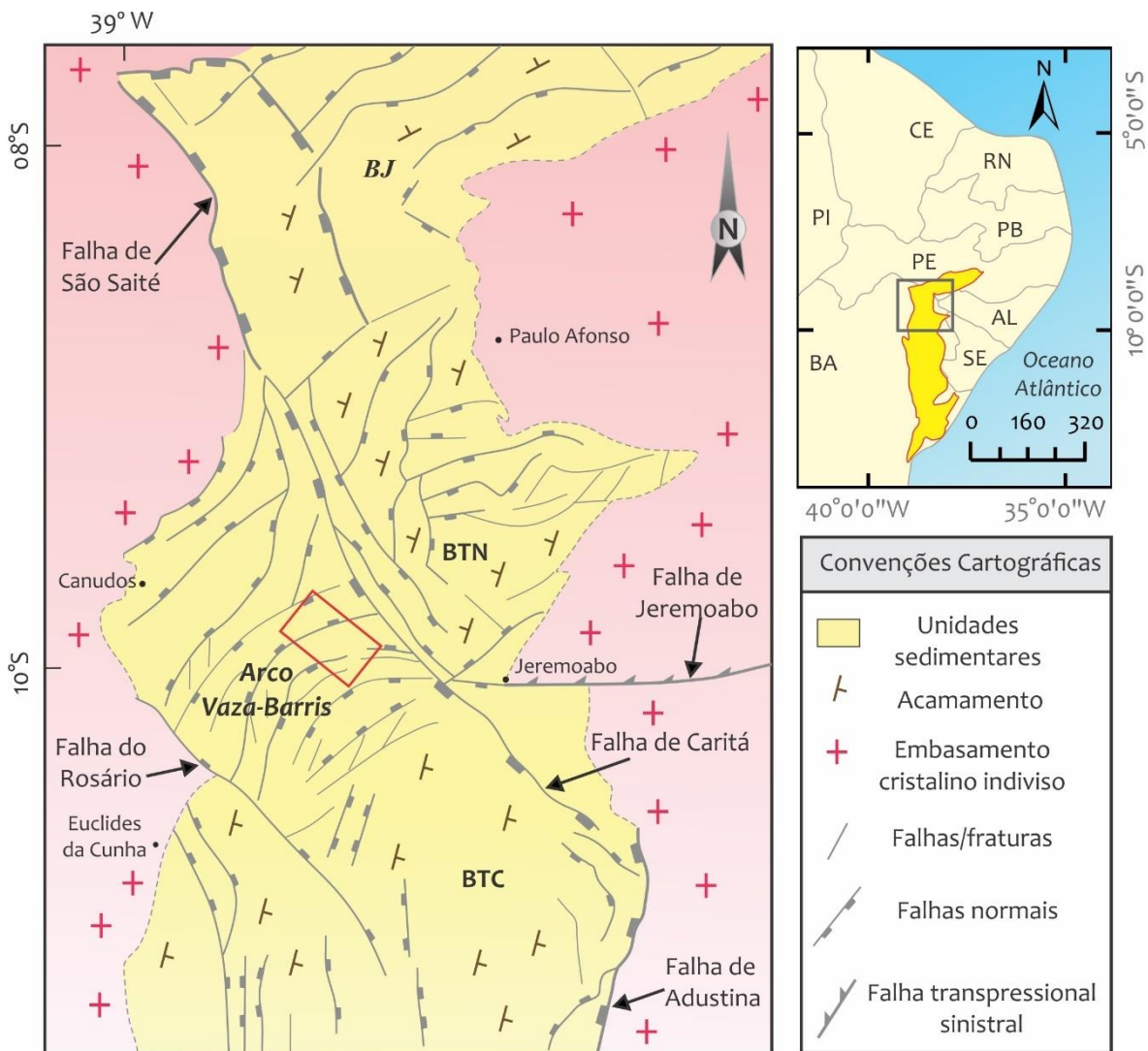


Figura 4.2: Mapa estrutural de parte da BT (Bacia de Tucano) e BJ (Bacia de Jatobá) destacando a configuração estrutural do Arco Vaza-Barris, região de transição entre BTC (Sub-bacia de Tucano Central) e BTN (Sub-bacia de Tucano Norte). Reproduzido de Magnavita (1992). Área de estudo retângulo em vermelho.

Essa complexidade estrutural é acomodada através de blocos basculados em direções distintas (Magnavita e Cupertino, 1987, figura 4.2 e 4.3). Geometricamente, o Arco compreende a um antiforme decorrente da disposição das falhas de Caritá, a norte, e do Rosário (figura 4.2), a sul (Magnavita, 1992), sendo internamente seccionada por um enxame de falhas normais orientadas NE-SW, ora mergulhando para NW ora para SE (figura

4.2), que em conjunto evidenciam uma distensão NW-SE (Magnavita e Cupertino, 1987; Magnavita, 1992; Destro *et al.*, 2003; Costa *et al.*, 2004).

O Arco Vaza-Barris apresenta o mesmo *trend* que as zonas de cisalhamento e falhas normais relacionadas a Faixa Sergipana, embora uma relação clara quanto sua formação relacionada à reativação dessas anisotropias prévias ainda não foi bem estabelecida. Destro *et al* (2003) destaca a formação da Falha de Jeremoabo, desenvolvida em um regime transpressivo com a formação de empurrões oblíquos, como sendo o resultado da reativação da Zona de Cisalhamento E-W Belo Monte, da Faixa Sergipana.

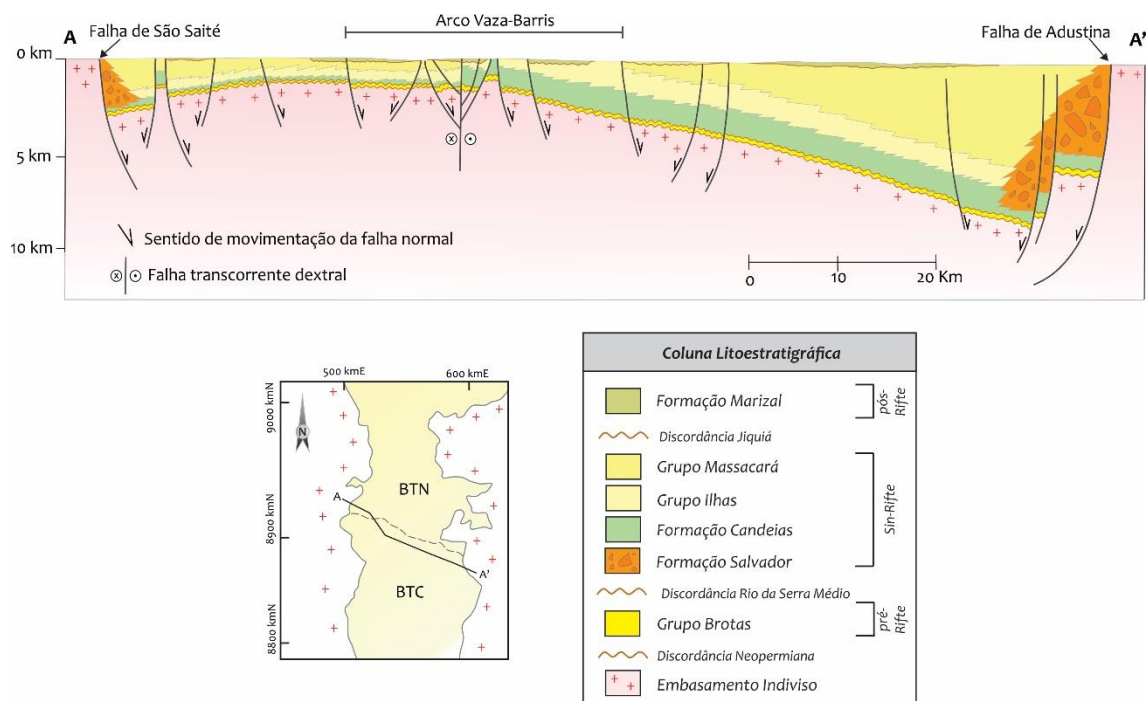


Figura 4.3: Perfil geológico transversal ao Arco Vaza-Barris, mostrando que o mesmo funciona como uma zona limite entre as sub-bacias Tucano Central (BTC) e Norte (BTN) (Adaptado de Magnavita e Cupertino, 1987).

4.3 - Arcabouço estratigráfico

O preenchimento sedimentar da BT é representado por unidades silurianas a cretácicas inicialmente descritas por Viana *et al* (1971). Modificações litoestratigráficas foram propostas por Silva (1978), Silva *et al.* (1989), Aguiar e Matos (1990), Picarelli e Caixeta (1991), Caixeta *et al* (1994), e, mais recentemente por Costa *et al* (2007), que agruparam essas unidades sedimentares em quatro tectonossequências, sinéclise, pré, sin- e pós-Rifte (figuras 4.4 e 4.5).

O estudo da estratigrafia da BT é realizado com base na similaridade dos parâmetros (estruturais e sedimentológicos) entre as sub-bacias, uma vez que essa macroestrutura exhibe heterogeneidades quanto ao seu preenchimento sedimentar e sua evolução estrutural ao longo sua extensão. Em virtude de tais fatores, Caixeta *et al* (1994) e Costa *et al* (2007) advogam o estudo integrado das sub-bacias Tucano Sul e Central separado da sub-bacia Tucano Norte, uma vez que essa demonstra maior compatibilidade evolutiva com a Bacia de Jatobá. Costa *et al* (2007), devido aos parâmetros supracitados, advogam que a análise estratigráfica e tectonoevolutiva dessa bacia é melhor compreendida a partir de duas cartas, a da Sub-bacias Tucano Sul e Central (figura 4.4), e a da Sub-bacia Tucano Norte e Bacia de Jatobá (figura 4.5). Tal subdivisão é adotada na referente dissertação.

4.3.1 - Embasamento Cristalino

A BT encontra-se inserida sobre um embasamento altamente heterogêneo, onde as sub-bacias Tucano Sul e Central tem como substrato principal as unidades do Cráton São Francisco (figura 4.4). Este compreende, pelo menos ao longo das margens flexural e falhada dessas sub-bacias, a terrenos arqueanos a paleoproterozoicos estruturadas a partir de zonas de cisalhamento N-S e NE-SW (Kosin, 2009). Sobreposto a esses litótipos ocorre a cobertura cratônica neoproterozóica (Grupo Estância), e unidades sedimentares de bacias remanescentes cambro-ordovicianas (bacias de Juá e Palmares).

A porção leste/nordeste da sub-bacia Tucano Central, contudo, apresenta-se sobreposta às unidades da Faixa de dobramento Sergipana (Província Borborema). Essa compreende a um conjunto de rochas com diversos graus metamórficos, variando de anquimetamórficas a anatexia, estruturadas em um *trend* principal NW-SE desenvolvido em resposta à colisão entre a Província Borborema e o Cráton São Francisco durante o Ciclo Brasileiro (Kosin, 2009).

Por sua vez o substrato da sub-bacia Tucano Norte compreende, na sua porção oeste, aos litótipos da Faixa Sergipana e a leste às unidades do Maciço Pernambuco Alagoas (figura 4.5), mais especificamente ao Terreno Canindé-Marancó, que assim como a Faixa Sergipana exhibe diversos níveis de grau metamórfico, sendo afetado expressivamente por diversos pulsos graníticos. Esse terreno apresenta-se estruturado por zonas de cisalhamento transpressivas NW-SE com vergência para S, associadas a Orogenia Brasileira (Kosin, 2009).

4.3.2 - Sequências sedimentares

O empilhamento sedimentar que compõem a Bacia do Tucano é arranjado em quatro supersequências (Sinéclise; pré-, sin- e pós-Rifte, Costa *et al.*, 2007), que registram variações de espessura e extensão lateral ao longo das suas sub-bacias (figuras 4.4 e 4.5).

A Supersequência de Sinéclise ou Paleozoica apresenta-se composta por três sequências (a Siluriana-Devoniana, a Carbonífera e a Permiana) separadas por discordâncias regionais, cujos depósitos sedimentares relacionam-se a um contexto de uma bacia intracratônica, possivelmente associada à Bacia do Parnaíba.

Depósitos siliciclásticos continentais (conglomerados, arenitos diversos e pelitos) representam a sequência siluro-devoniana (Grupo Jatobá), a qual mostra ocorrência restrita ao longo do Gráben de Santa Brígida (figura 4.2) e na porção SSE da Bacia de Jatobá (figura 4.5). Por sua vez, a Sequência Carbonífera apresenta-se constituída por arenitos argilosos com pavimentos estriados (Magnavita *et al.*, 2003), folhelhos e calcários várvidos, relacionados a depósitos glaciais, limitando-se a sua abrangência ao Gráben de Santa Brígida.

A Sequência Permiana ocorre distribuída nas três sub-bacias, abrangendo duas formações, Santa Brígida (siltitos, arcósios grossos e finos vermelhos, arenitos quartzosos, folhelhos e dolomitos silicificados) relacionados a um ambiente continental, e a Afligidos (pelitos e laminitos vermelhos lacustres, laminitos algálicos e evaporitos) relativos a um ambiente marinho raso/transicional (figuras 4.4 e 4.5).

Os depósitos da Supersequência pré-Rifte de idades jurássicas a eocretácicas ocorre sobreposto em discordância erosiva triássica as unidades da Supersequência Paleozoica. Os litótipos do Grupo Brotas e a porção basal do Grupo Santo Amaro, representam intercalações rítmicas de ciclos fluvio-eólicos e lacustre, cuja ocorrência se restringem a pequenas faixas dispostas ao longo das margens flexuras dos semigrábens litótipos integrantes. O Grupo Brotas é representado por arenitos médios, fluviais e eólicos, do Membro Boipeba (Formação Aliança) intercalado a pelitos vermelhos lacustres do Membro Capianga. Sobreposta a esses litótipos ocorre arenitos médios a grossos depositados por sistemas fluviais e eólicos que caracterizam a Formação Sergi (Magnavita *et al.*, 2003). Capeando o Grupo Brotas ocorre depósitos de pelitos lacustres e arenitos fluvio-eólicos representantes das formações Itaparica e Água Grande, respectivamente, porção basal do Grupo Santo Amaro (figuras 4.4 e 4.5).

A Supersequência Rifte é separada da pré-Rifte por meio da discordância erosiva Rio da Serra, a qual sobrepõem os folhelhos lacustres da Formação Candeias (fase inicial do rifte) aos depósitos fluvio-eólicos da Formação Água Grande, ambas formações integrantes do Grupo Santo Amaro (figura 4.4). Litoestratigraficamente, essa supersequência engloba três grupos Santo Amaro, Ilhas e Massacarará, da base para o topo, depositados no intervalo de 22 Ma (Magnavita *et al.*, 2003) entre o Berriassiano ao Eoaptiano (figuras 4.4 e 4.5).

O Grupo Santo Amaro (Formação Candeias) compreende a espessos pacotes de pelitos lacustres depositados em um cenário de clima úmido sob regime de alta subsidência, estando tectonicamente relacionados ao primeiro pulso tectônico que afetou a BT promovendo sua configuração inicial, cujo ápice se deu no Mesório da Serra (Magnavita *et al.*, 2003; Costa *et al.*, 2007). Arenitos deltáicos ocorrem intercalados a esses litótipos, em especial, ao longo das margens flexurais da bacia, os quais registram oscilações no nível do paleolago. Na Sub-bacia de Tucano Sul, essa formação exibe o membro denominado Tauá (figura 4.4), o qual é constituído exclusivamente de folhelhos que perdem sua identidade em direção a Sub-bacia de Tucano Central (Costa *et al.*, 2007), onde a partir daí o Grupo Ilhas passa a ser indiviso.

O Grupo Ilhas é representado litologicamente por arenitos e siltitos, e subordinadamente folhelhos, calcários e margas relacionados a sistemas deltaicos que se implantaram na bacia a partir de suas margens flexurais, em virtude da diminuição da atividade tectônica e da taxa de subsidência, promovendo a progradação desses depósitos sobre os as unidades da Formação Candeias. Ao longo da Sub-bacia de Tucano Sul, o Grupo Ilhas é composto pelas formações Taquipe, Pojuca e Marfim, enquanto que nas demais esse grupo ocorre de modo indiviso (figuras 4.4 e 4.5). Os depósitos do Grupo Ilhas são seguidos pelas unidades do Grupo Massacarará, arenitos grossos a médios (Formação São Sebastião) e subordinadamente folhelhos e calcários integrantes da Formação Poço Verde.

Sincrônica a deposição da porção apical da Formação Candeias (Grupo Santo Amaro) e antes da sedimentação da Formação Poço Verde (Grupo Massacarará), ocorreu a deposição de espessas cunhas conglomeráticas sintectônicas (Formação Salvador, figuras 4.4 e 4.5), as quais restringem sua ocorrência as margens falhas dos semigrábens.

A Formação Marizal (Supersequência pós-Rifte) compreende à arenitos e conglomerados eoaptianos oriundos de sistemas de leques aluvias, que se separa através da discordância angular Jiquiá dos litótipos da supersequência supracitada (figuras 4.4 e 4.5).

Essa supersequência recobre boa parte da bacia, cuja deposição se desenvolveu em um contexto de quiescência tectônica em configuração de uma bacia tipo *sag*.

4.4 - Evolução Tectonoestratigráfica

A evolução tectonoestratigráfica da BT compreende a três estágios (Magnavita e Cupertino, 1987). O estágio inicial, de idade juro-eocretácica, ocorreu sob condições de uma prolongada fase de subsidência oriunda do estiramento e afinamento crustal precedente à sua ruptura no Eocretáceo. Nesse cenário ocorreu a deposição dos litótipos do Grupo Brotas, que retratam uma sedimentação continental tipo *red-beds* depositada em condições de bacia rasa ampla com características intracratônicas e tectonismo incipiente (Santos *et al.*, 1990; Costa *et al.*, 2007), cujos limites se estendia além daqueles que definem o rifte atual.

O segundo estágio teve início no Eoberriasiano, o qual remete a condições de uma deformação incipiente, contudo pronunciada o suficiente para promover a instalação de sistemas de falhas delineando o contorno da bacia, com a implantação de sistema lacustre representado pela Formação Itaparica e modestas progradações fluviais (Formação Água Grande). A análise de mapas de isópacas dessas unidades revelam feições estruturais, altos e baixos, definindo geometrias de semigrábens isolados por falhas de transferências.

O final desse estágio é marcado pela intensificação da atividade tectônica resultando na formação de um paleolago onde operavam altas taxas de subsidência e a mudança das condições de clima árido para úmido (Magnavita e Cupertino, 1987; Costa *et al.*, 2007) promovendo a deposição inicial da Formação Candeias (Santos *et al.*, 1990).

O terceiro estágio tectonoestratigráfico é arranjado em dois sub-estágios, o inicial e o final, sendo ambos marcados por uma intensa subsidência mecânica (Magnavita *et al.*, 1994). O inicial, de idade Neoberriasiano, refere-se a uma maior estruturação da BT resultando no aumento dos rejeitos verticais das falhas de bordas e na instauração efetiva da geometria dos depocentros em semigrábens.

O segundo sub-estágio, de idade Valanginiano, está associado a atenuação na atividade tectônica e na taxa de subsidência. Houve a progradação, a partir de NW, de um sistema deltaico responsável pela deposição dos sedimentos do Grupo Ilhas.

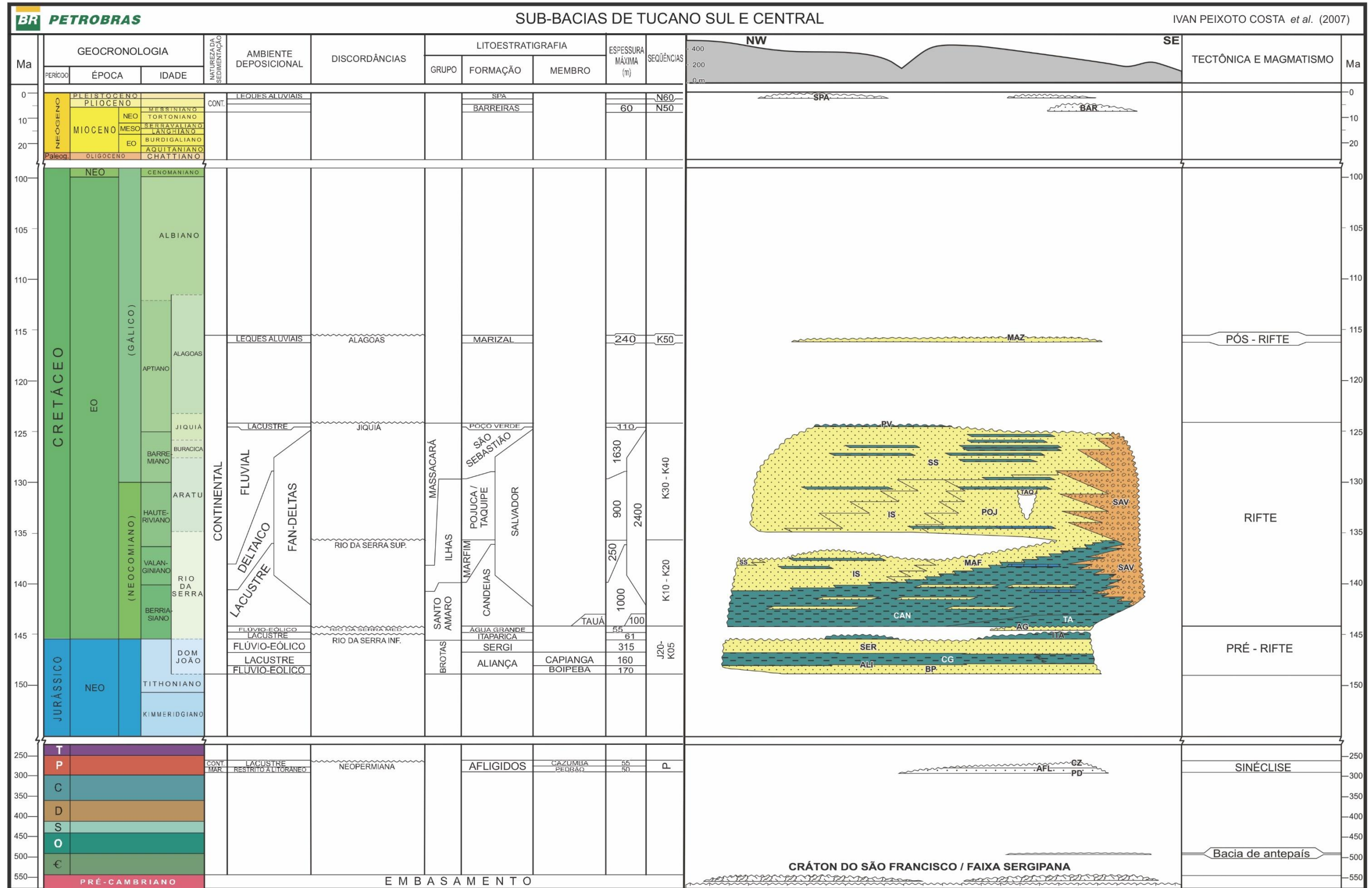


Figura 4.4: Carta estratigráfica das sub-bacias de Tucano Sul e Central (Costa *et al.*, 2007). AFL = Aflingidos; PD = Pedrão; CZ = Cazumba; BP = Boipeba; CG = Capianga; ALI = Aliança; SER = Sergi; ITA = Itaparica; AG = Água Grande; TA = Tauá; CAN = Candeias; IS = Ilhas; SS = São Sebastião; MAF = Marfim; SAV = Salvador; POJ = Pojuca; TAQ = Taquipe; PV = Poço Verde; MAZ = Marizal, BAR = Barreiras; SPA = Sequências néogenas.

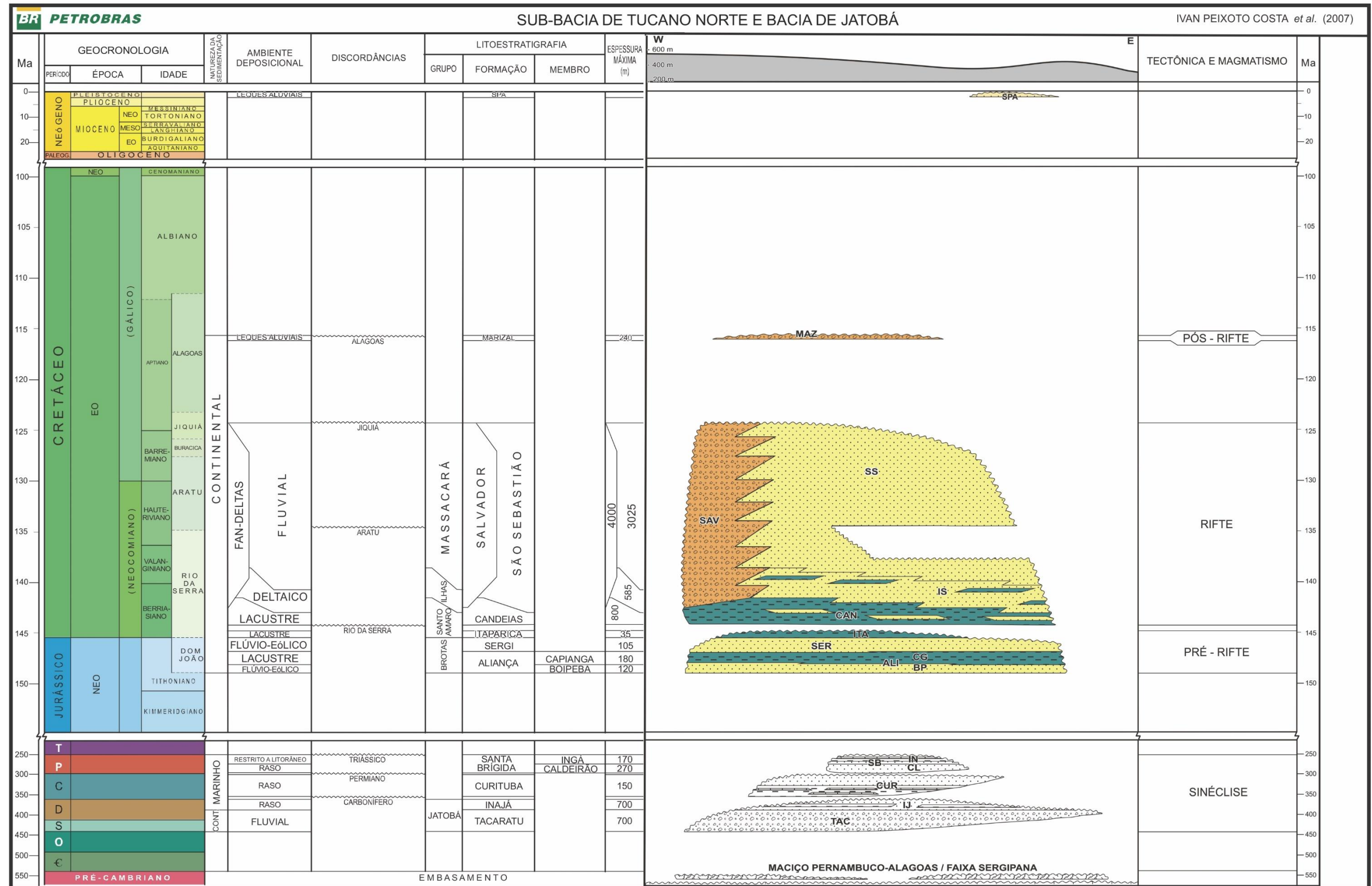


Figura 4.5: Carta estratigráfica da Sub-bacia Tucano Norte e da Bacia de Jatobá (Costa *et al.*, 2007). TAC = Tacaratu; IJ = Inajá; CUR = Curitiba; SB = Santa Brígida; IN = Ingá; CL = Caldeirão; BP = Boipeba; CG = Capianga; ALI = Aliança; SER = Sergi; ITA = Itaparica; CAN = Candeias; IS = Ilhas; SS = São Sebastião; SAV = Salvador; MAZ = Marizal, BAR = Barreiras; SPA = Sequências néogenas

Do Mesobarremiano ao Eoaptiano ocorreu a implantação de uma sedimentação fluvial (Grupo Massacará) oriunda de NW, que resultou na fase final de assoreamento da bacia.

Durante a deposição dessas unidades a BT foi submetida a dois eventos tectônicos distensionais, um no Eohauteriviano/Neohauteriviano, intervalo de sedimentação dos litótipos do Grupo Ilhas e da porção basal do Grupo Massacará (Formação São Sebastião), e outro Neobarremiano/Eoaptiano concomitante  deposição da porção superior desse Grupo. Ambos os eventos foram responsáveis pela reativação de falhamentos e, espessamento da coluna sedimentar (Santos, *et al.*, 1990; Costa *et al.*, 2007). Durante o último evento houve, adicionalmente, a rotação de blocos.

No Valanginiano a BT foi submetida a uma expressiva erosão em escala regional, também registrado nas bacias da margem Leste brasileira, resultando na formação da Discordância Jiquiá. Sobre essa superfície arrasada, durante o Eoaptiano, foram implantados leques aluviais referentes à Formação Marizal, em um contexto de bacia tipo *sag*.

Capítulo V

Caracterização

*litofaciológica/diagenética dos arenitos
do Grupo Ilhas, e análise estrutural das
bandas de deformação e falhas
associadas na área estudada*

CAPÍTULO V

CARACTERIZAÇÃO LITOFACIOLÓGICA/DIAGENÉTICA DOS ARENITOS DO GRUPO ILHAS, E ANÁLISE ESTRUTURAL DAS BANDAS DE DEFORMAÇÃO E FALHAS ASSOCIADAS NA ÁREA ESTUDADA

5.1 - Introdução

O presente capítulo aborda a caracterização litofaciológica e petrogenética dos litótipos hospedeiros das estruturas estudadas, bem como inicia a análise multiescalar (detalhada no capítulo seguinte) das bandas de deformação e falhas associadas.

O estudo integrado entre os processos diagenéticos e os deformacionais em rochas sedimentares (Diagênese estrutural) é bastante importante, uma vez que esses podem operar em conjunto, interferindo mutuamente (Laubach *et al.*, 2010; Busch *et al.*, 2017). Essa relação entre tais processos e a formação/desenvolvimento das Bds e falhas na área estudada serão discutidas a seguir.

5.2 - Caracterização litofaciológica das rochas hospedeiras

Os litótipos do Grupo Ilhas (indiviso) predominam entre as unidades sedimentares aflorantes na região estudada (figura 5.1), que contém, subordinadamente, litótipos das formações Candeias e Marizal, que embora discriminadas no mapa geológico de Santos e Reis (2011), não foram objeto deste estudo.

Os litótipos do Grupo Ilhas, na área de estudo, são representados por siltitos vermelhos, que ocorrem de forma pouco expressiva, e arenitos cremes a vermelhos, sendo esses as unidades sedimentares dominantes. Em termos faciológicos, esses arenitos podem ser agrupados em três tipos, os com estratificações cruzadas, os maciços e os fluidizados.

Os arenitos que compõem a fácies Arenito com estratificações cruzadas (figura 5.2A e B) são caracterizados por apresentarem granulometria variando de areia fina a média podendo chegar até grossa a muito grossa, ocorrendo localmente alguns níveis de arenito conglomerático a conglomerado. Nesses litótipos há presença bastante comum de seixos e grânulos de quartzo, feldspato e/ou fragmentos de rochas, subarredondados a arredondados, conforme já descritos por Costa (2004), os quais ocorrem delimitando *foresets* ou superfícies de reativação.

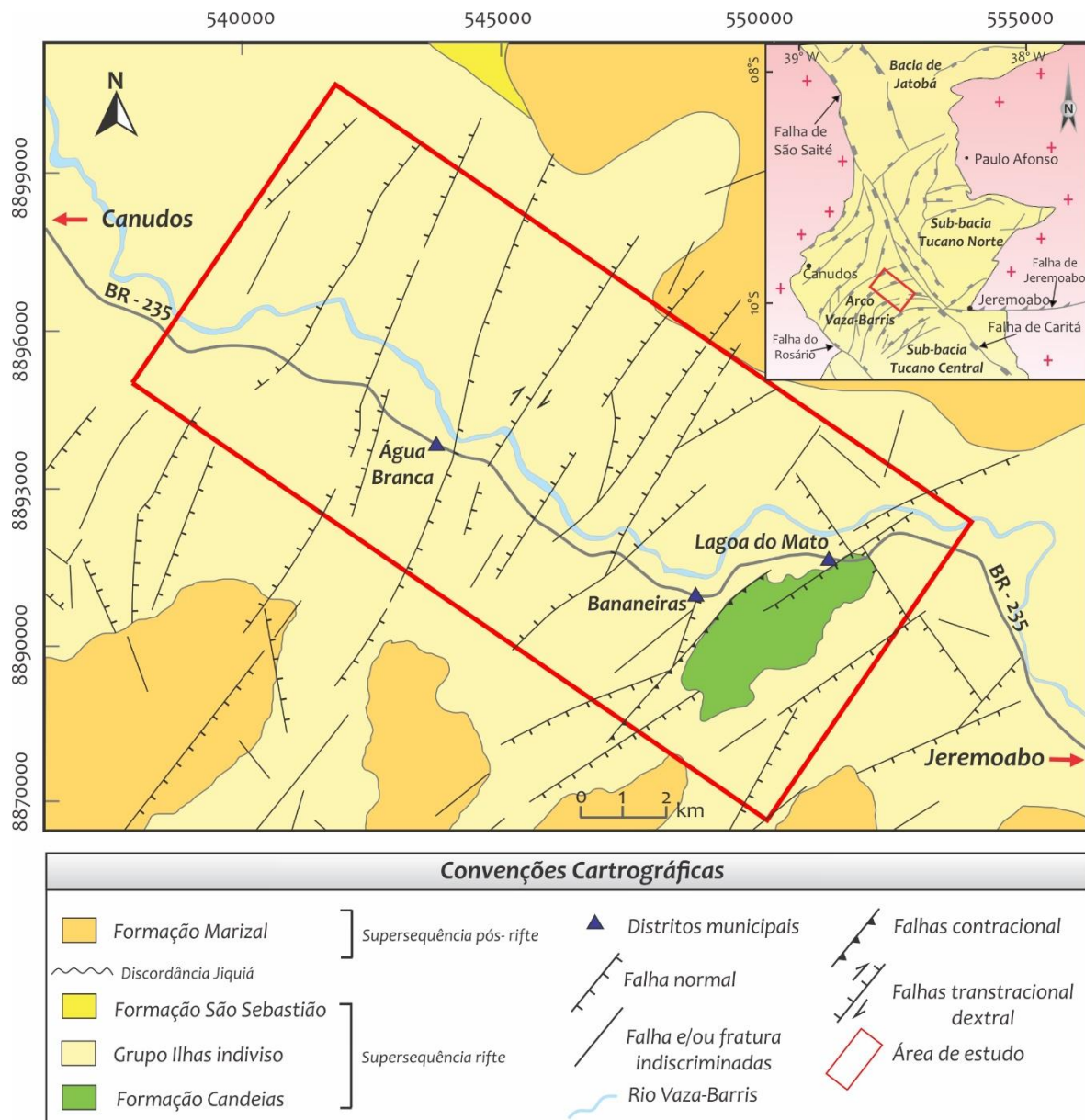


Figura 5.1: Mapa geológico da área estudada destacando as principais estruturas presentes (Modificado de Della Pizza e Muhlmann, 1963; CPRM-Folha Caimbé - Santos e Reis, 2011). Sistema de coordenadas UTM – SAD-69.

As estratificações podem ser dois tipos, as cruzadas acanaladas (figura 5.2A), de médio a grande porte, e cruzadas de baixo ângulo (figura 5.2B). Estratificações cruzadas tangenciais e cruzadas indistintas são descritas por Costa (2004). Na Sub-bacia de Tucano Central, além das estruturas supracitadas, ocorrem estratificações plano-paralela, sigmoidais e laminações cruzadas por onda, mencionadas por Ferronato (2013). Localmente ocorrem associadas a essa fácies concreções ferruginosas castanho-esverdeadas (figura 5.2C). Costa (2004) sugere que essas estruturas estejam relacionadas a concreções piritosas posteriormente alteradas.

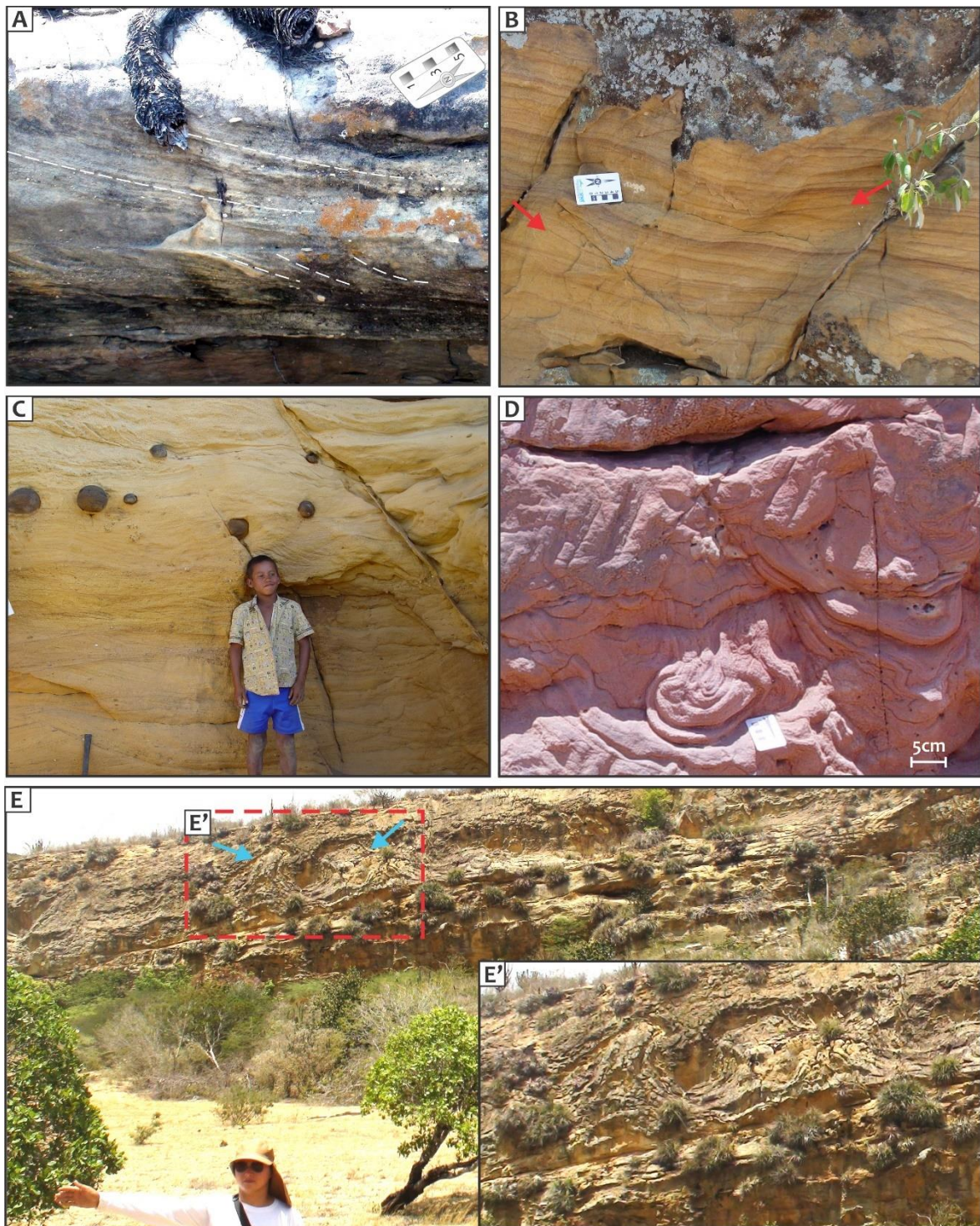


Figura 5.2: Litofaciologia identificada na área de estudo. Litofácies Arenito com estratificações cruzadas, A) Acanaladas, B) Cruzadas de baixo ângulo (setas vermelhas). C) Concreções ferruginosas presentes em arenito com estratificações cruzadas de pequeno porte. Litofácies Arenito fluidizado, D) Convolutas de médio porte, E) Convolutas de grande porte (setas em azul); detalhe dessas estruturas (E').

A fácies Arenito fluidizado engloba arenitos amarelos a vermelhos, médios a finos, casualmente médios a grossos, caracterizados por exibirem estruturas convolutas de

pequeno, médio (figura 5.2D) e grande porte (figura 5.2E). Associada a essa fácies, Costa (2004), também descreve estruturas de escorregamento e de escape de fluidos, além de identificá-las também associada a arenitos maciços e portadores de estratificações cruzadas residuais.

Nenhum trabalho (levantamento de seções colunares, agrupamento de fáceis, etc.) foi realizado para caracterizar o (s) sistema (s) deposicional (is) dos litotipos descritos acima, uma vez que esse tema estava fora do escopo desta dissertação. Dados da literatura (Costa, 2004) sugerem a atuação de um sistema deposicional fluvial tipo entrelaçado a meandrante, sendo a facies Arenito com estratificações cruzadas associada tanto aos depósitos de preenchimento e fundo de canal, e a fácies Arenito fluidizado restrita a esse último elemento arquitetural.

5.2.1 - Análise microscópica e processos diagenéticos

A descrição petrológica de 25 seções delgadas revelou que os litotipos da área estudada apresentam seu arcabouço composto entre 85 a 96% de quartzo monocristalino, 8 a 14% de feldspatos (microclina e/ou plagioclásio), além de 1 a 2% de quartzo policristalino e fragmentos de rochas. Os principais minerais acessórios compreendem estauroлита, zircão, turmalina, muscovita, biotita, calcedônica e chert, os quais apresentam percentagens inferiores a 1%. Tais relações mineralógicas enquadram esses litotipos na categoria de quartzarenitos a subarcóseos (figura 5.3) conforme o diagrama de classificação ternário de McBride (1963).

Essas rochas, texturalmente, apresentam granulometria entre areia média a fina com algumas variações para areia média a grossa, grãos subarredondados a subangulosos, esfericidade média a alta, e selecionamento entre bem a moderadamente selecionada (figura 5.4A). Contatos pontuais e retos predominam, ocorrendo subordinadamente côncavos-convexos a suturados. A matriz, quanto presente, compreende argilas mecanicamente infiltradas e/ou pseudomatriz que não ultrapassam 5%, e juntamente com o grau de arredondamento possibilita sugerir que essas rochas possuem alta maturidade textural, sendo assim, classificada como supermatura.

A contagem de pontos nas lâminas foi feita com o Programa *Counterledge*-2011 que possibilitou caracterizar o empacotamento dessas rochas como normal (45 a 52%), embora

localmente ocorra empacotamento normal a frouxo, além de discriminar a porosidade que varia entre 25 a 30%.

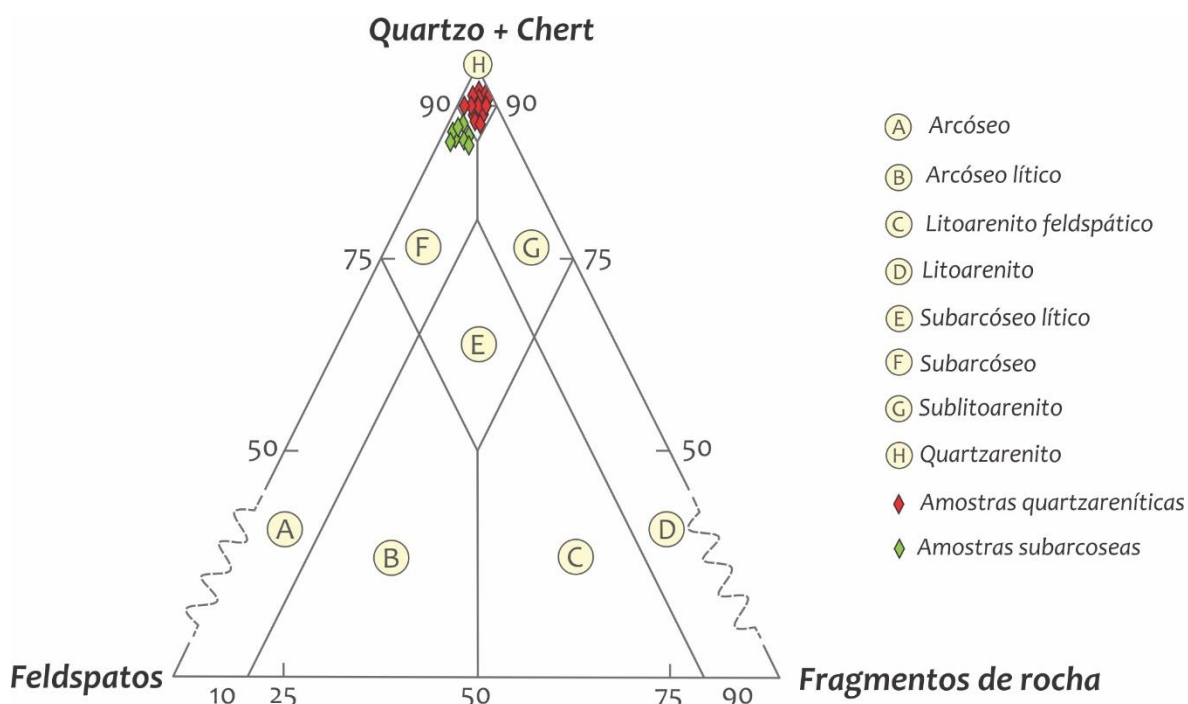


Figura 5.3: Diagrama ternário de classificação de rochas siliciclásticas de McBride (1963). Nota-se que as rochas descritas são plotadas no campo de quartzarenito e subarcóseos de tal classificação.

Os processos diagenéticos compreendem todas as modificações físicas, químicas, bioquímicas e/ou biológicas, que afetaram os sedimentos desde a sua deposição até após a sua litificação, à exceção dos processos metamórficos e intempéricos (Morad, 1991). Nas seções delgadas descritas, esses processos foram discriminados e arranjados de acordo com o modelo diagenético proposto por Choquete e Pray (1970) e Schmidt e McDonalds (1979). Tais autores dividem o campo da diagênese em três estágios, em função da profundidade, denominando-os em eo, meso e telodiagênese. A mesodiagênese foi descrita por Morad *et al* (2000) como rasa (2 a 3 km de profundidade a 70 e 100° C) ou profunda (> 3km e temperaturas superiores a 100°C). Os processos diagenéticos atuam até o limiar de 200°C a pressões de 1 kbar, a profundidades crustais entre 10 a 15 km (Morrow e McIlreath, 1990). Esse limiar demarca o final do campo da diagênese e início do metamorfismo. Diversos fatores podem controlar tais processos, sendo os principais relacionados a pressão, temperatura, assembleia mineralógica, composição química das águas conatas e reações com fluidos meteóricos (Morad *et al.*, 2000).

O estágio inicial da diagênese (eodiagênese) compreende todos os processos atuantes desde a superfície e/ou pequena profundidade até 2km, cuja temperatura atinge no máximo 70°C (Morad *et al.*, 2000). Esse estágio é influenciado, predominantemente, pelo ambiente deposicional e/ou pela circulação de águas superficiais, marinha ou meteórica (Choquette e Pray, 1970; Schmidt e McDonalds, 1979). Em regime de soterramento efetivo (Choquette e Pray, 1970), ou seja, a profundidades superiores a 2 km, sob temperaturas acima de 70°C e a pressões crescentes, opera o estágio da mesodiagênese, onde os principais processos estão relacionados a reações químicas entre os fluidos intersticiais e os constituintes do arcabouço circundante (Morad *et al.*, 2000). Nessas condições inicia-se a compactação química, a transformação dos argilominerais, a cimentação de quartzo e alterações térmicas da matéria orgânica (Morad *et al.*, 2000). O estágio de telodiagênese compreende todos os processos atuantes sob rochas previamente soterradas submetidas a uma exposição (condições superficiais), devido ao soerguimento, erosão ou infiltração profunda de água meteórica (Morad, 1991; Morad *et al.*, 2000).

A análise microscópica dos litotipos do Grupo Ilhas revelou a presença de argilas mecanicamente infiltradas (figuras 5.4B, D e F), as quais ocorrem na forma de meniscos (contínuas e descontínuas) e cutículas (pontes). De Ros e Moraes (1984) consideram tal processo como um dos primeiros da eodiagênese continental, estando geneticamente associado a enxurradas episódicas relacionadas a um clima árido. Nessas condições, as águas meteóricas infiltram levando consigo argilas em suspensão, que posteriormente decantam ao longo das superfícies dos grãos e/ou nos espaços porosos entre esses, na forma de cutículas e meniscos. Sob condições de clima árido/semiárido, os argilominerais detríticos apresentam composição esmectítica que com a diagênese, passa gradualmente para illita-esmectita e finalmente illita (De Ros e Moraes, 1984; De Ros, 1987). Ainda dentro desse regime diagenético nota-se a atuação da compactação mecânica expressa através do rearranjo e fraturamento dos grãos do arcabouço, bem como o esmagamento de grãos dúcteis, especialmente muscovita detrítica (figura 5C), resultando na formação de pseudomatriz.

Um relevante crescimento secundário (*overgrowth*) de quartzo e de feldspato pode ser observado nas seções descritas, os quais ocorrem em continuidade ótica com o grão detrítico hospedeiro. Comumente o crescimento secundário de quartzo recobre delgados filmes de argila mecanicamente infiltradas e/ou de óxidos existente na superfície dos grãos, e menos comumente na forma de pontes de “soldamento” entre grãos (figura 5.4D). Essa cimentação ocorre de dois modos, uma pré-fase de argilas mecanicamente infiltradas (figura

5.4D), relacionado a uma cimentação precoce, como já discutido por Costa (2004); e outra pós, que ocorre restritamente onde as argilas infiltradas aparecem como filmes muito delgados sobre os grãos (figura 5.4F). Desse modo, interpreta-se dois intervalos de cimentação silicosa, uma eodiagenética precoce e outra eodiagênese tardia e/ou início da mesodiagênese.

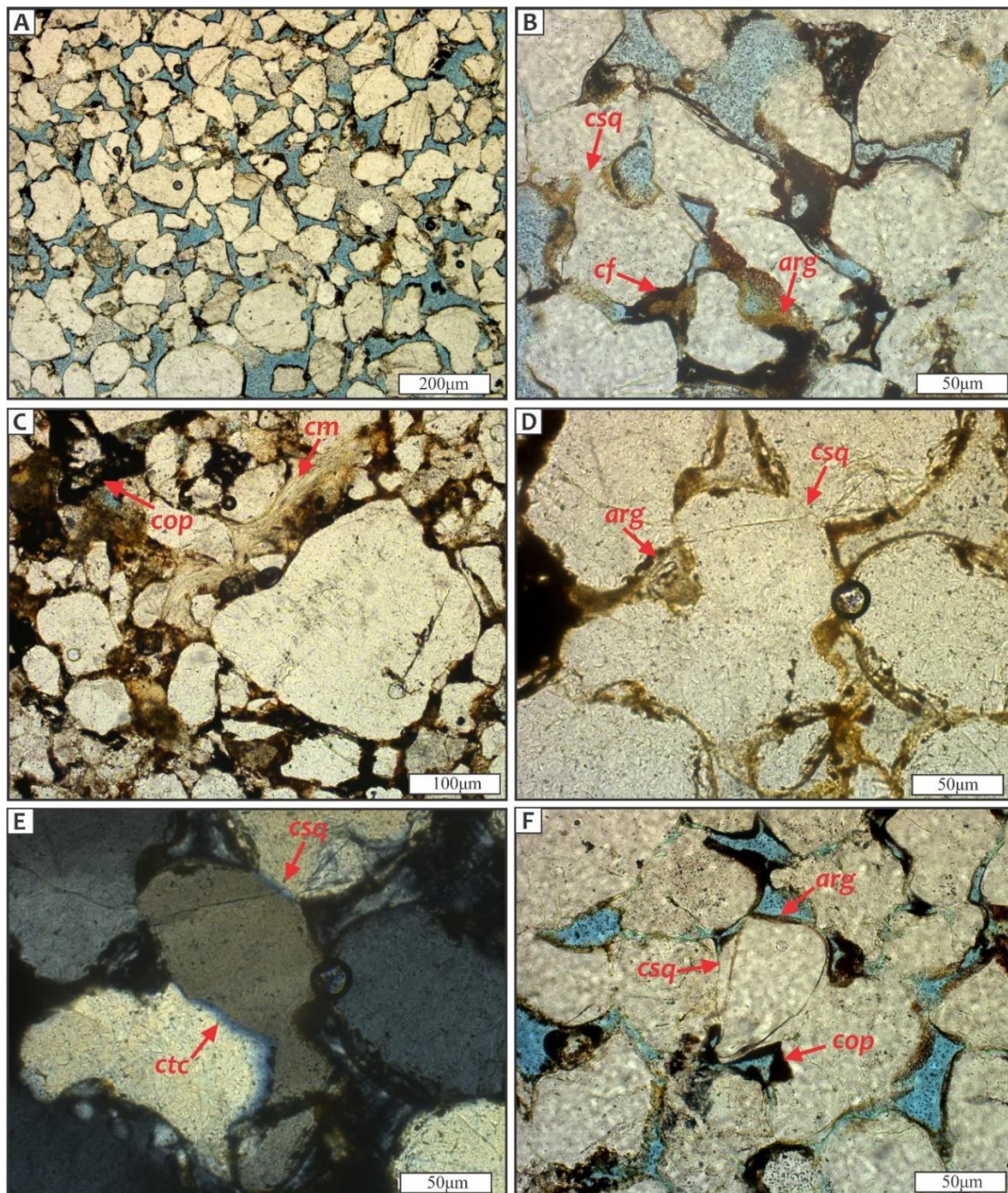


Figura 5.4: Fotomicrografias ilustrando as propriedades texturais (A) da rocha hospedeira das Bds e os processos diagenéticos presentes. B) Argilas mecanicamente infiltradas (arg) e crescimento secundário de quartzo (csq); C) compactação mecânica de grão de muscovita detrítica (cm) e cimentação por opacos (cop); D) Crescimento secundário de quartzo em ponte (csq) e argilas mecanicamente infiltradas (arg); E) Contatos côncavo-convexo (ctc) e crescimento secundário de quartzo em ponte (csq); F) Relação genética entre crescimento secundário de quartzo (csq), cimentação de opacos ferruginosa (cop) e argilas infiltradas (arg).

O contato entre os grãos é predominantemente reto a pontual, embora contatos côncavo-convexos (figura 5.4E) e suturados possam ser observados de forma subordinada, sugerindo a presença de compactação química, como resposta ao aumento do grau de soterramento. Tal fato evidencia que as rochas hospedeiras das Bds atingiram pelo menos o início da mesodiagênese.

Uma expressiva dissolução (figura 5.5A) afetou os constituintes do arcabouço dos arenitos ocorrendo de modo incongruente, mais expressiva nos grãos de feldspatos, e congruente (dissolução total do grão) nos grãos de quartzo (figura 5.5B). Esse processo resultou na formação de uma expressiva porosidade secundária registrada através de poros agigantados e da porosidade móldica (figura 5.5B). Relações diagenéticas mostram que o processo de dissolução atuou sobre a rocha em condições pós-eodiagenéticas precoce, já que quando presentes, as argilas infiltradas ocorrem delimitando a forma do grão dissolvido, não sendo afetado pela dissolução (figura 5.5B).

Nos quartzarenitos, assim como nos subarcóseos, observa-se uma significativa formação de caulinita autigênica comumente encontrada na forma de *booklets* (figuras 5.5C e D) ocorrendo interpartícula (como cimento) preenchendo a porosidade secundária e primária, ou substituindo grãos do arcabouço. Em ambos os casos é sugerido que essas sejam o produto da desestabilização de minerais tais como feldspatos e micas durante a mesodiagênese. Descrevendo tais unidades, Costa (2004) também identificou a presença de caulinitas vermiculares associados a processos telodiagenéticos.

Cimentação de opacos ocorre em todas as seções descritas, comumente encontrada preenchendo o espaço poroso intergranular e poros secundários, bem como recobrimdo grãos de quartzo que exibem crescimento secundário. Esse processo ocorreu no regime mesodiagenético. Sob condições telodiagenéticas aconteceu a oxidação de minerais, principalmente biotitas detríticas e argilominerais.

5.3 - Análise estrutural das Bds e falhas associadas na área de estudo

A análise estrutural das Bds e falhas associadas foi realizado com base na integração de dados de diferentes escalas. Imagens de satélites, de radar e de fotografias aéreas foram usadas para caracterizar os fotolineamentos e a confecção de um mapa geológico/estrutural. O traçado desses fotolineamentos segue a proposta de Jardim de Sá *et al* (1993), que os define como traços retilíneos e/ou curvilíneos discretos, característicos de estruturas

descontínuas, tais como falhas, fraturas, juntas, bandas de deformação e diques (preenchendo planos de falhas ou juntas).

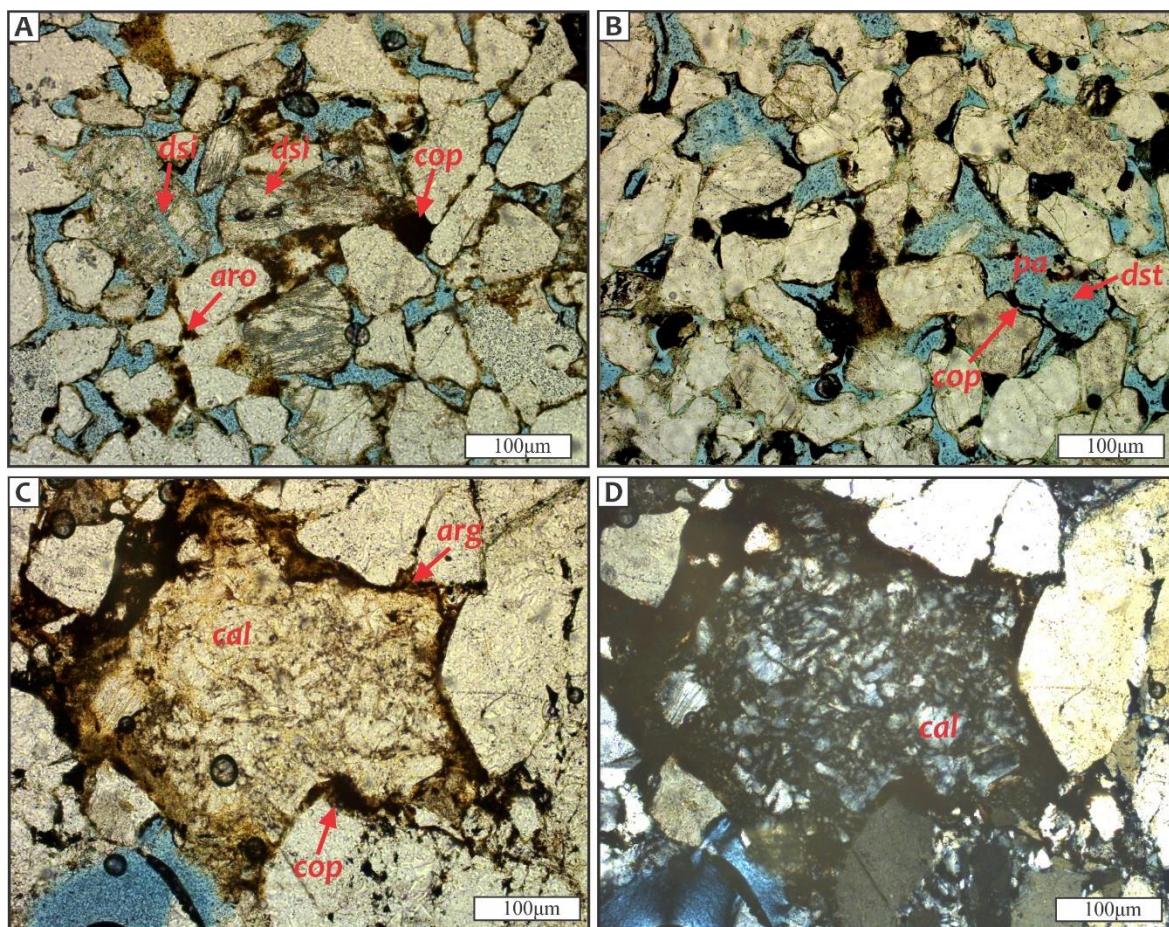


Figura 5.5: Fotomicrografias dos processos diagenéticos que atuam nos litotipos estudados A) Dissolução incongruente de grãos de feldspatos (Dsi), cop = cimentação de opacos, arg = argilas infiltradas; B) Relação entre a cimentação de opacos (cop) e a dissolução total (dst), pa = poro agigantado; C) Formação de cimentação caulínítica em *booklets*, a nicóis paralelos, e em D) a nicóis cruzados.

As relações cronológicas e a cinemática das estruturas, interpretadas nos produtos de sensores remotos, foi checada em campo e analisada sobre a ótica microtectônica. A integração desses dados possibilitou avaliar os processos/mecanismos deformacionais responsáveis pelo desenvolvimento das estruturas supracitadas.

5.3.1 - Descrição macroscópica

Na análise macroscópica das estruturas utilizou-se as imagens de satélite Landsat 7 ETM+ (*Land Remote Sensing Satellite Enhanced Thematic Mapper Plus*), cena 216/067 do dia 12 de janeiro de 2003, disponível em formato digital no *site* do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais); de Radar do Projeto RADAM-Brasil SC-24-Z-A-03, banda X;

disponível no *site* da CPRM; fotografias aéreas adquiridas a uma altura de voo de 60 metros com objetiva de 50 mm (conjunto de imagens procedente do banco de dados do Projeto Falhas e Fraturas – UFRN/FINEP/PETROBRAS-2004).

A utilização da banda 8, pancromática do sensor Landsat 7 ETM + em tons de cinza, ressalta um expressivo conjunto de fotolineamentos contínuos, segmentados e espaçados, de *trend* principal NE-SW, com variações subordinadas para N-S e NNW-SSE (figura 5.6). Essas feições também são facilmente identificadas na imagem de radar (figura 5.7A).

Nas fotografias aéreas os fotolineamentos aparecem como feições retilíneas a curviretilíneas (figura 5.7B), apresentando-se de forma isolada e/ou em conjuntos, os quais destacam-se na topografia como cristas alinhadas (figura 5.7B), possivelmente em virtude de exibirem maior resistência aos processos erosivos que as unidades do entorno. Observa-se que os fotolineamentos menores ocorrem em maior número, dispondo-se paralelos ou oblíquos aos fotolineamentos mais expressivos.

A integração desses dados resultou na confecção de um mapa de fotolineamentos que foi correlacionado aos dados litológicos e estruturais da folha Caimbé (SC-24-Z-A-I) escala 1: 100.000, e da folha Aracaju (SC-24) escala 1: 1.000.000, disponível em formato digital no *site* da CPRM. Essa relação evidenciou que os fotolineamentos correspondem a enxames de falhas normais NE-SW e NW-SE, com variação em suas polaridades de mergulhos para SE e NW (figura 1), delimitando altos e baixos estruturais. Falhas, reversa e normal dextral (Santos e Reis, 2011, figura 1), ocorrem de forma bastante isolada.

5.3.2 - Descrição mesoscópica

Na escala de afloramentos, os fotolineamentos demarcados nos produtos de sensores remotos foram melhor caracterizados como falhas, com diversas cinemáticas, geralmente relacionadas à evolução de conjuntos de Bds, melhor descrita no capítulo seguinte. As Bds ocorrem como estruturas individuais (*singles*, figura 5.8A) ou aglomerados (*clusters*, figura 5.8B), sem ou com superfície de deslizamento, que podem evoluir para falhas.

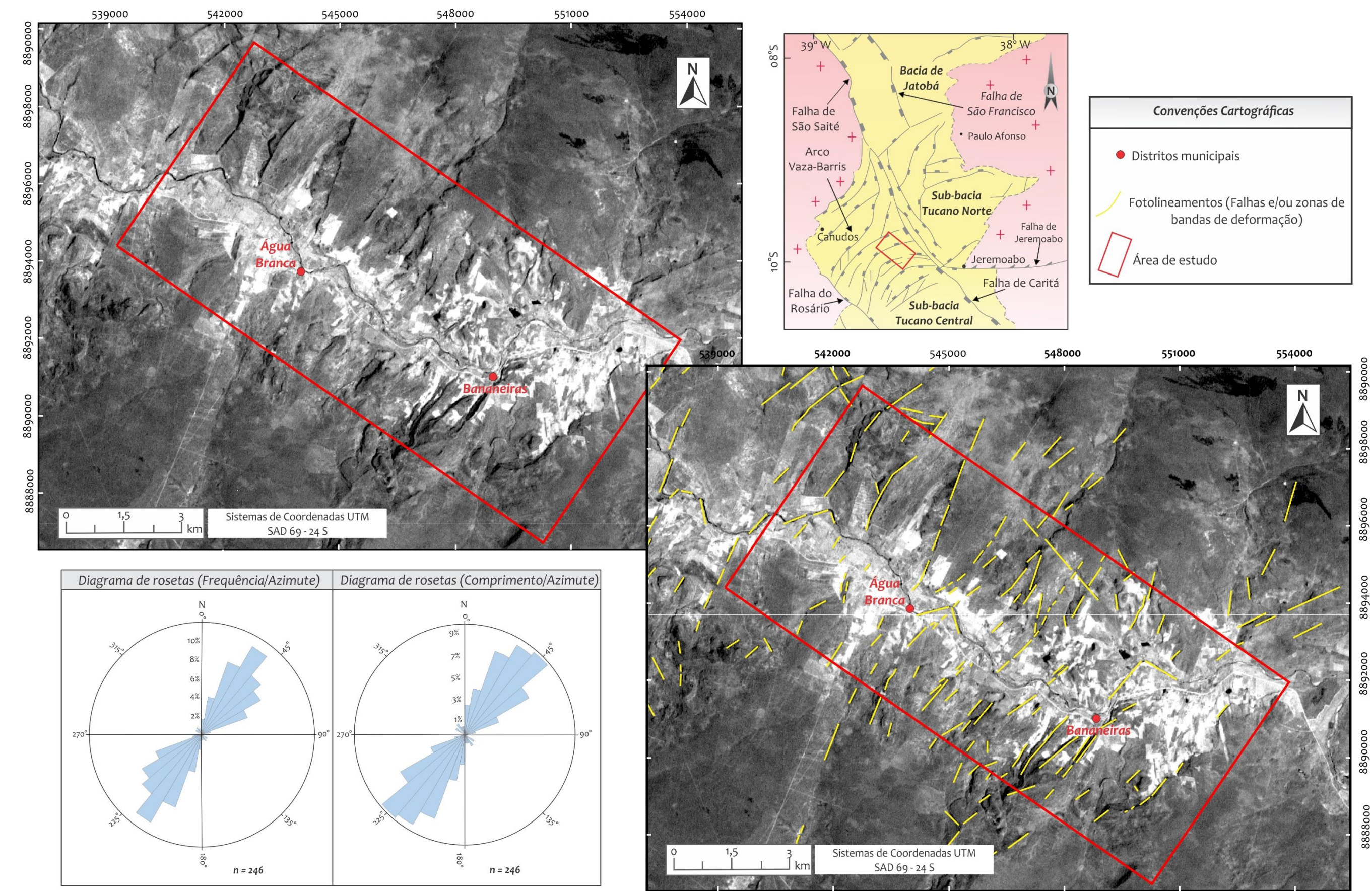


Figura 5.6: Imagem Landsat 7 ETM + banda 8, pancromática desse sensor em tons de cinza, sem e com interpretações dos fotolineamentos. A orientação predominante é NE-SW, e subordinadamente N-S e NNW-SSE, como mostrado nos diagramas de rosetas.

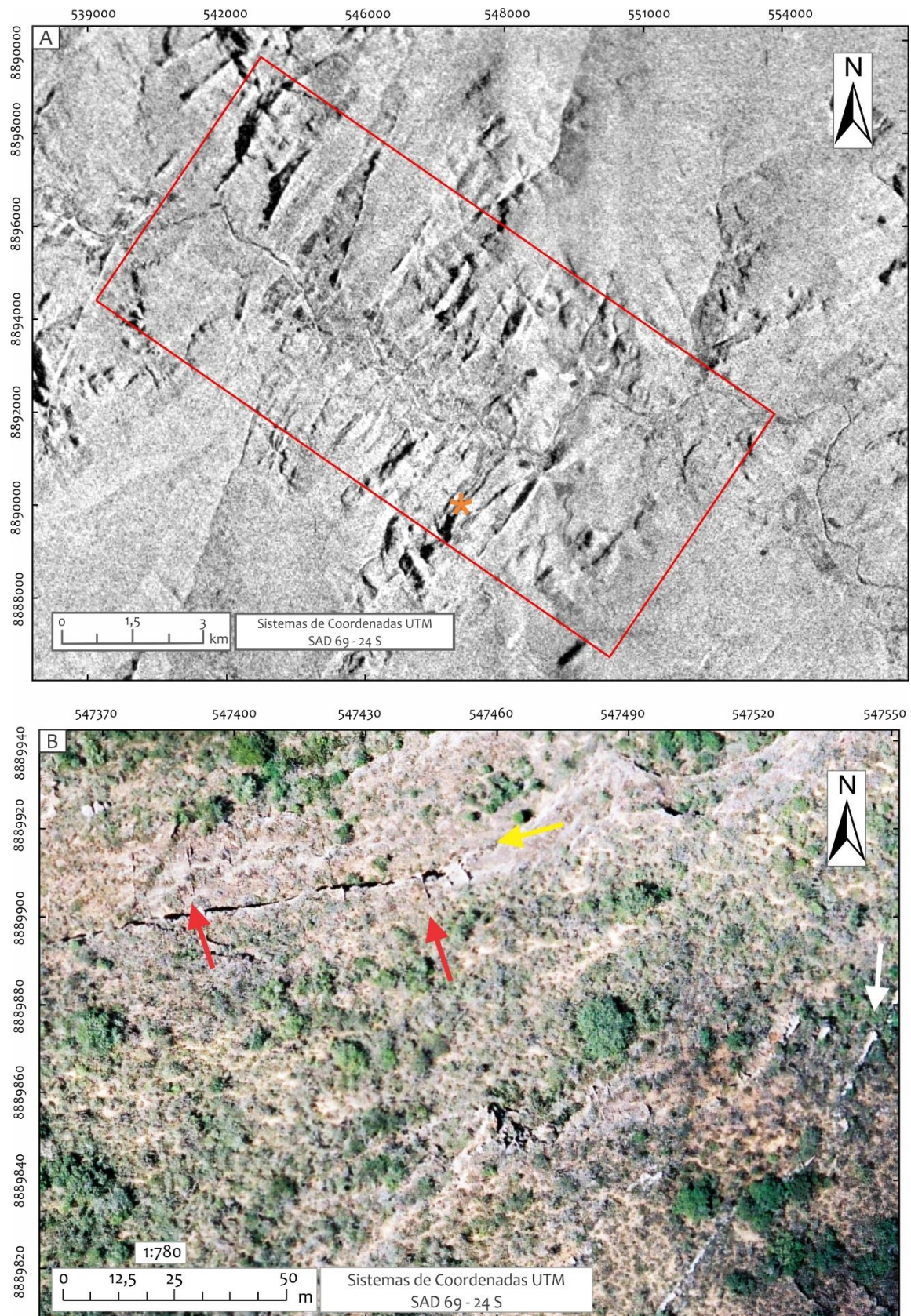


Figura 5.7 A) Imagem de Radar banda X da área estudada, iluminação 125° SE, ressaltando os fotolineamentos NE-SW. O asterisco representa a área da fotografia aérea mostrada na figura 8B; B) Conjunto de falhas principais NE-SW (setas amarela e branca), mais expressivos, e estruturas secundárias NNW-SSE (setas vermelhas). Essas estruturas traduzem os fotolineamentos traçados nas imagens Landsat e de Radar.

As Bds apresentam espessuras de ordens milimétricas a centimétricas, e extensões, comumente, de escala métrica, ocorrendo de modo isolado ou em conjunto, exibindo nesse último caso uma complexa inter-relação. Aglomerados de *clusters* são descritos predominantemente nas proximidades do núcleo de falhas, onde as superfícies de deslizamentos ocorrem de modo mais proeminente. Com o aumento da deformação há amplificação dos rejeitos ao longo dessas superfícies, resultando na formação dos planos de falhas propriamente ditos.

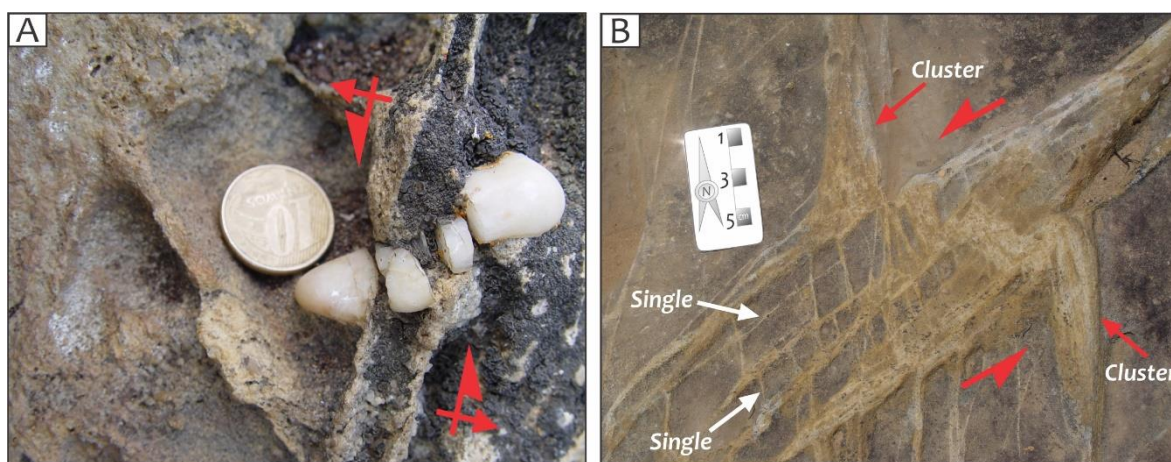


Figura 5.8: A) Bandas *singles* associadas à falha normal, afetando clasto de quartzo. B) Associação entre *clusters* e *singles*.

De modo geral, as Bds estudadas possuem orientações NE-SW, NNW-SSE, ENE-WSW (figura 5.9), consistente com os *trends* das falhas que afetam a área. Contudo, observa-se também Bds dispostas em todas as orientações ocorrendo de modo subordinado. Relaciona-se essa distribuição a formação complexa de novas Bds pós nucleação ao desenvolvimento dos planos de falha. Geralmente, as Bds afetam o acamamento (S_0) sub-horizontalizado (figura 5.9) promovendo em alguns casos o seu arrasto.

Cinematicamente, pode-se distinguir dois tipos de Bds, as relacionadas a movimentação transcorrente, que ocorrem arranjadas em par conjugado, expressivo em toda a área, sendo dextral NNW-SSE e sinistral NE-SW (figura 5.8B), e as de movimentação normal a normal oblíqua com *trend* principalmente NE-SW.

Geometricamente as Bds demonstram configuração planares a curvilineares, na maioria dos casos. Estruturas com arranjo em rampa (*relay ramps*, figura 5.10A), olho,

estrutura análoga ao par S-C, e condizente com as fraturas cisalhantes de *Riedel* (figura 5.10B) são comuns.

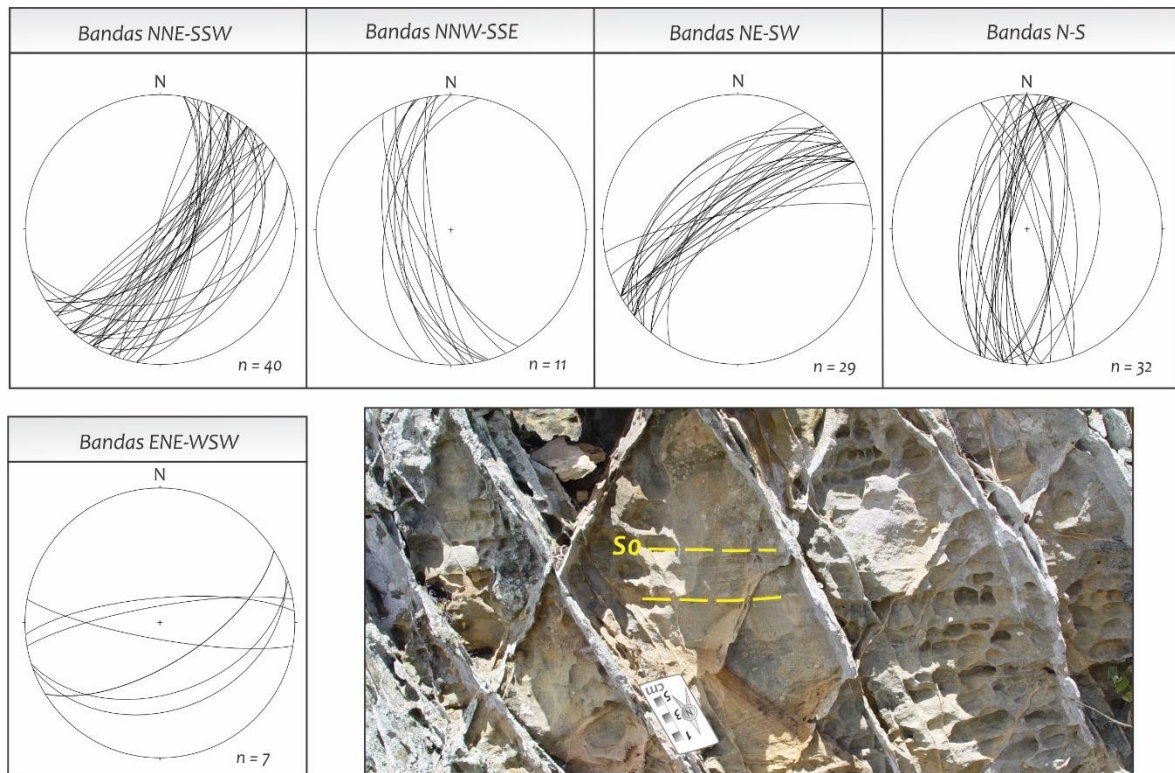


Figura 5.9: Projeção estereográfica Lambert-Schmidth (Hemisfério Inferior) do conjunto de bandas de deformação que afetam a área. Fotografia em escala macroscópica de dois *sets* de Bds, relacionados a falhas normais, que afetam o acamamento sub-horizontalizado (S_0).

As Bds com geometria em rampa se desenvolvem na região de “step over” interligando segmentos isolados de Bds (figura 5.10A). Em alguns casos, as estruturas com essa geometria apresentam seu desenvolvimento associado a sítios contacionais. Relações geométricas e suas implicações nas condições reológicas e profundidade crustal, em que essas estruturas se desenvolveram, serão melhor discriminados no capítulo seguinte.

Reologicamente, as Bds podem ser classificadas em dois tipos: as formadas sob condições pré a sin-litificação e as pós-litificação. Estruturas tipo arrasto (figura 5.10C) e Bds com configuração externa tipo par S-C, têm seu desenvolvimento restrito a condições hidroplásticas, ou seja, pré a sinlitificação. Por sua vez, Bds que se desenvolveram em regime pós-litificação, comumente exibem clastos (seixos, grânulos), com um expressivo fraturamento (granular e/ou transgranular, figura 5.8A). Bds com geometrias planares a curvilineares, assim como as com arranjo tipo fraturas de *Riedel* são típicas desse regime.

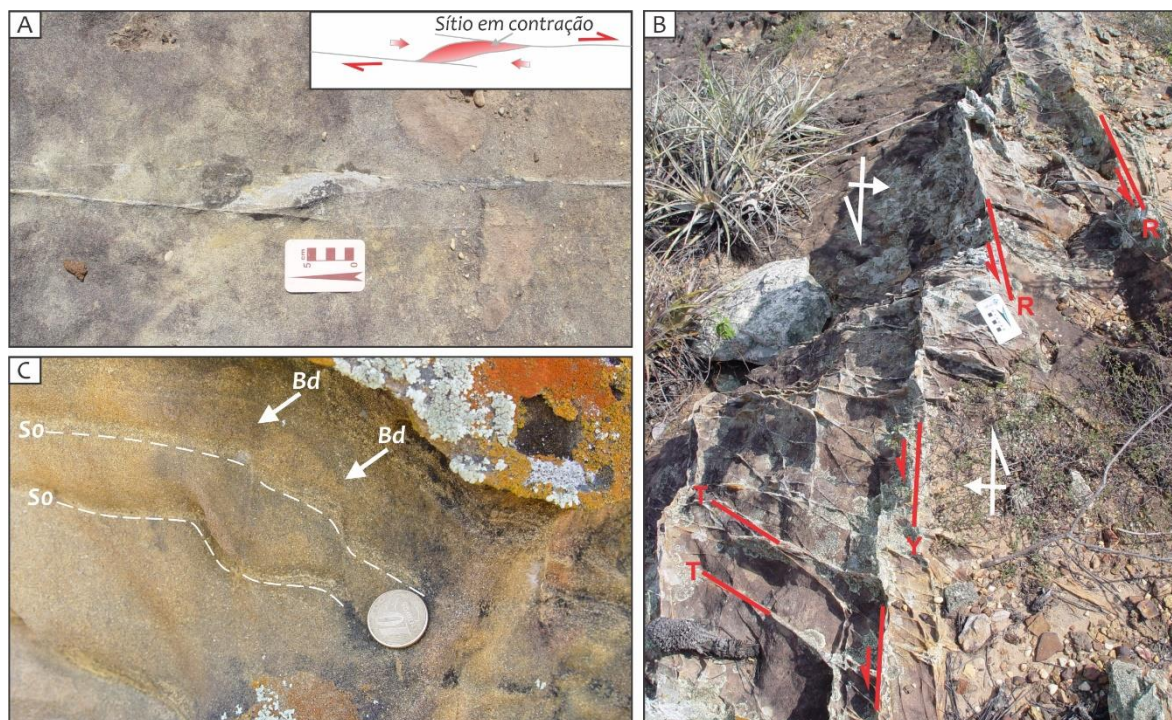


Figura 5.10: Configurações observadas nas Bds. A) Arranjo em rampa com desenvolvimento de sítios distensionais entre as Bds singles. B) Fraturas cisalhantes de *Riedel*. C) Bds afetando rocha hospedeira sob condições pré- a sinlitificação.

As falhas, propriamente ditas, ocorrem com *trends* NE-SW, NNW-SSE e E-W, quase sempre marcadas na topografia como cristas alongadas, onde o arenito apresenta-se silicificado e com enxames de Bds, o que os tornam mais resistentes à erosão. Os dados de acamamento (S_0) desses litotipos denotam mergulhos suaves entre 10 a 15° para SE e SW (figura 5.11), condizentes com o padrão regional. Valores de intensidade superiores aos supracitados, assim como também, orientações anômalas para NE e NW (figura 5.11), estão relacionados à atuação de planos de falhas, que promoveram o arrasto (5.12A) e/ou basculamento (figura 5.12B) do S_0 .

A análise cinemática dessas estruturas evidencia a existência de falhas normais, transcorrentes, reversas e de rejeitos obliquas (componentes normais e reversas). As falhas normais possuem *trend* NE-SW, exibindo estrias *downdip*, e mergulho ora para NW ora para SE (figuras 5.13A e B). Relações de corte mútuo demonstram que as falhas normais são parcialmente afetadas pelo conjunto de falhas transcorrentes, as quais apresentam-se como um binômio, dextral NNW-SSE (figura 5.13C) e sinistral NE-SW (figuras 5.13C e D).

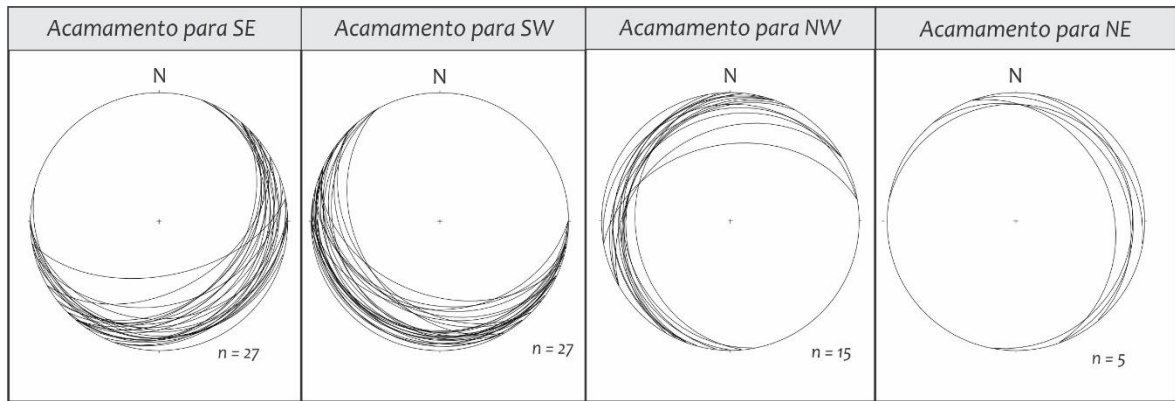


Figura 5.11: Projeção estereográfica (*Lambert Schmidth-Hemisfério Inferior*) mostrando a variação da orientação de mergulho do acamamento (S_0) nos arenitos estudados.



Figura 5.12: Acamamento (S_0) dos litotipos do Grupo Ilhas sendo afetado por planos de falhas. A) O S_0 ocorre mergulhando no mesmo sentido da falha oblíqua (normal sinistral) NE-SW, podendo estar relacionado ao arrasto ocasionado pela movimentação dessa estrutura, como mostrado no bloco diagrama esquemático. B) Basculamento do S_0 contra o plano de falha normal NE-SW.

As falhas normais oblíquas ocorrem em dois subconjuntos principais, as com orientação NNE-SSW exibindo estrias com caimento para NNW e para SSE (figuras 5.13E e F), e as NE-SW a NNE-SSW com estrias ora para NE ora para SW (figuras 5.13G e H).

Alguns planos de falhas NNE-SSW apresentam duas estrias, uma *downdip* com caimento ora para NW ora para SE sendo afetada por uma mais jovem, que mostra caimento mais baixo que a anterior, tanto para NE quanto para SW. Esses dados indicam que as falhas

normais foram reativadas com movimentação oblíqua em uma fase/evento deformacional posterior.

Um conjunto de falhas transcorrentes dextrais NE-SW, com mergulho para NW e estrias tanto para NE quanto para SW (figuras 5.14A e B) afetam os planos das falhas oblíquas acima descritas. Essas relações corroboram que essas falhas transcorrentes se desenvolveram durante uma fase/evento deformacional mais jovem que afetou a área estudada.

Falhas reversas *sensu stricto* NNE-SSW (figuras 5.14C e D) com estrias para SE, e reversas oblíquas NNW-SSE e NE-SW (figuras 5.14E e F) exibindo estrias com caimento tanto para NW e SE, quanto para NE e SW, respectivamente, ocorrem de modo subordinado, podendo estar relacionado a uma deformação de caráter localizado. O arranjo das falhas e Bds e, eventos deformacionais e correlações tectônicas serão abordados no próximo capítulo.

A integração dos dados macroscópicos e mesoscópicos possibilitou a confecção do mapa estrutural da área estudada em escala de semi-detalle (1: 80.000, figura 5.15). Esse mapa apresenta um comportamento estrutural bem mais complexo que o documentado em trabalhos prévios. Estruturalmente, ocorre um domínio de falhas de rejeitos oblíquos (normal com rejeito direcional tanto dextral como sinistral), normal *sensu stricto*; mais expressivas na porção NW da área, e de falhas transcorrentes sinistrais e dextrais, com casos isolados de falhas reversas com rejeito direcional dextral subordinado, que se apresenta na porção central da área estudada. A alternância nas polaridades de mergulho das falhas oblíquas condicionou a formação de um baixo estrutural (*graben?*) nas imediações do distrito de Bananeiras.

5.3.3 - Descrição microscópica das estruturas

A análise microestrutural das Bds e falhas geneticamente relacionadas evidenciam sua formação, em sua grande maioria, a partir do mecanismo deformacional de fluxo cataclástico. Fraturas intragranulares e transgranulares caracterizam o estágio inicial desse mecanismo. Sob condições de cataclase intensa ocorre a formação de uma matriz, de granulometria areia fina a silte, denominada de matriz tectônica (Ferreira e Alves da Silva, 2005).

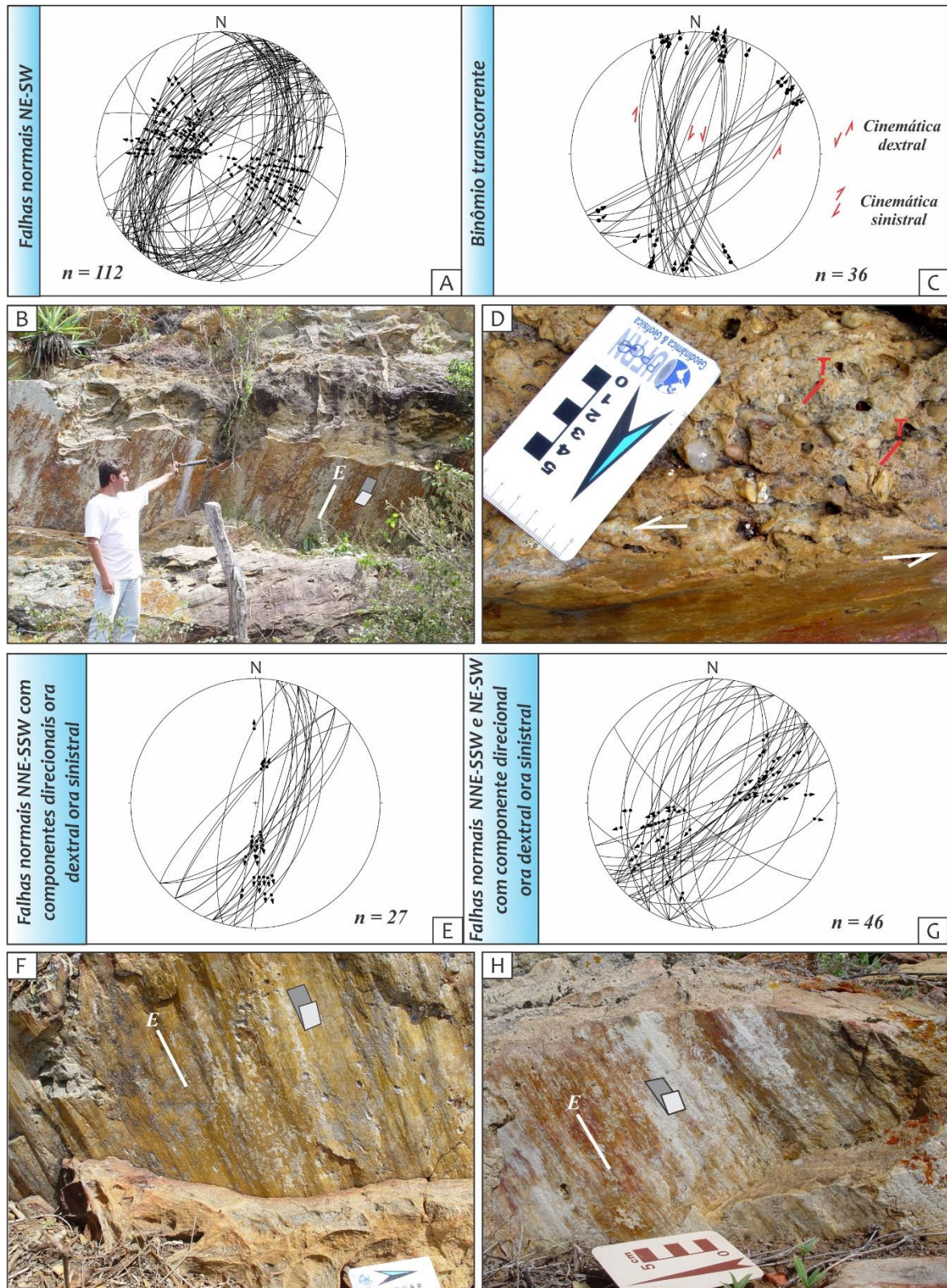


Figura 5.13: Projeção estereográfica (Lambert-Schmidt-Hemisfério Inferior) e fotografias de campo do conjunto de falhas presentes na área. A e B) Falhas normais NE-SW; C e D) Binômio transcorrente; E e F) Falhas oblíquas NNE-SSW com estria exibindo caimento tanto para NNW quanto para SSE; G e H) Falhas oblíquas NE-SW a NNE-SSW com estrias ora para NE ora para SW. Nos planos horizontais mostrados em B e H, notar zona de Bds associadas às falhas. E = Estria.

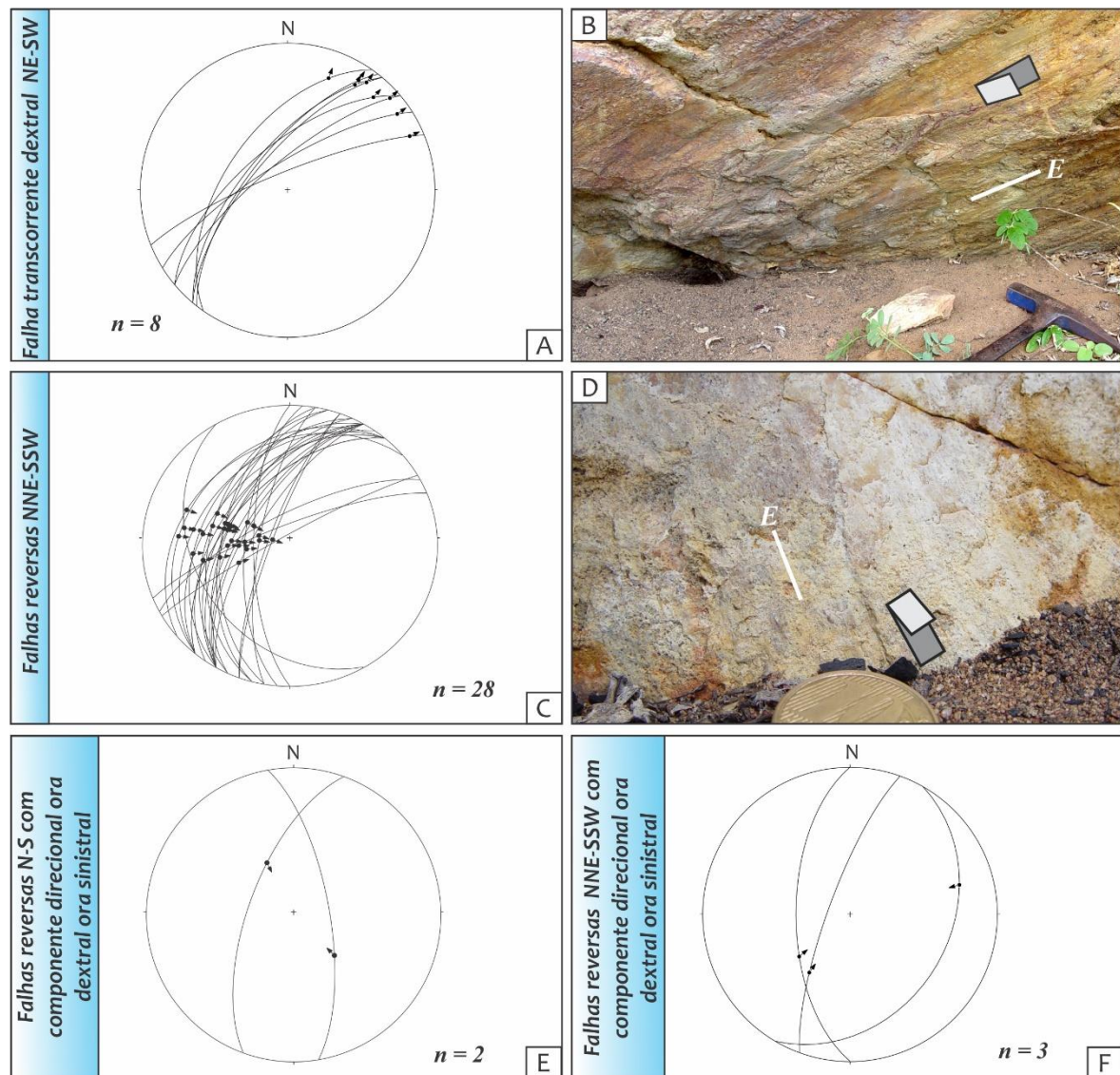


Figura 5.14: Projeção estereográfica (Lambert-Schmidth-Hemisfério inferior) e fotografias de campo de falhas transcorrentes dextrais NE-SW (A e B), reversas *senso stricto* (C e D) e reversas oblíquas (E e F). Essas estruturas ocorrem de modo subordinado. E = Estria. Seta em vermelho = Batentes.

Em todas seções analisadas, observou-se que a deformação ocorre ao longo de faixas podendo ter distribuição heterogênea, sendo possível em alguns casos definir um núcleo, região onde concentra-se o máximo *strain*, onde as propriedades físicas da rocha hospedeira são totalmente obliteradas (figura 5.16A) e zonas externas, onde a deformação é menos intensa.

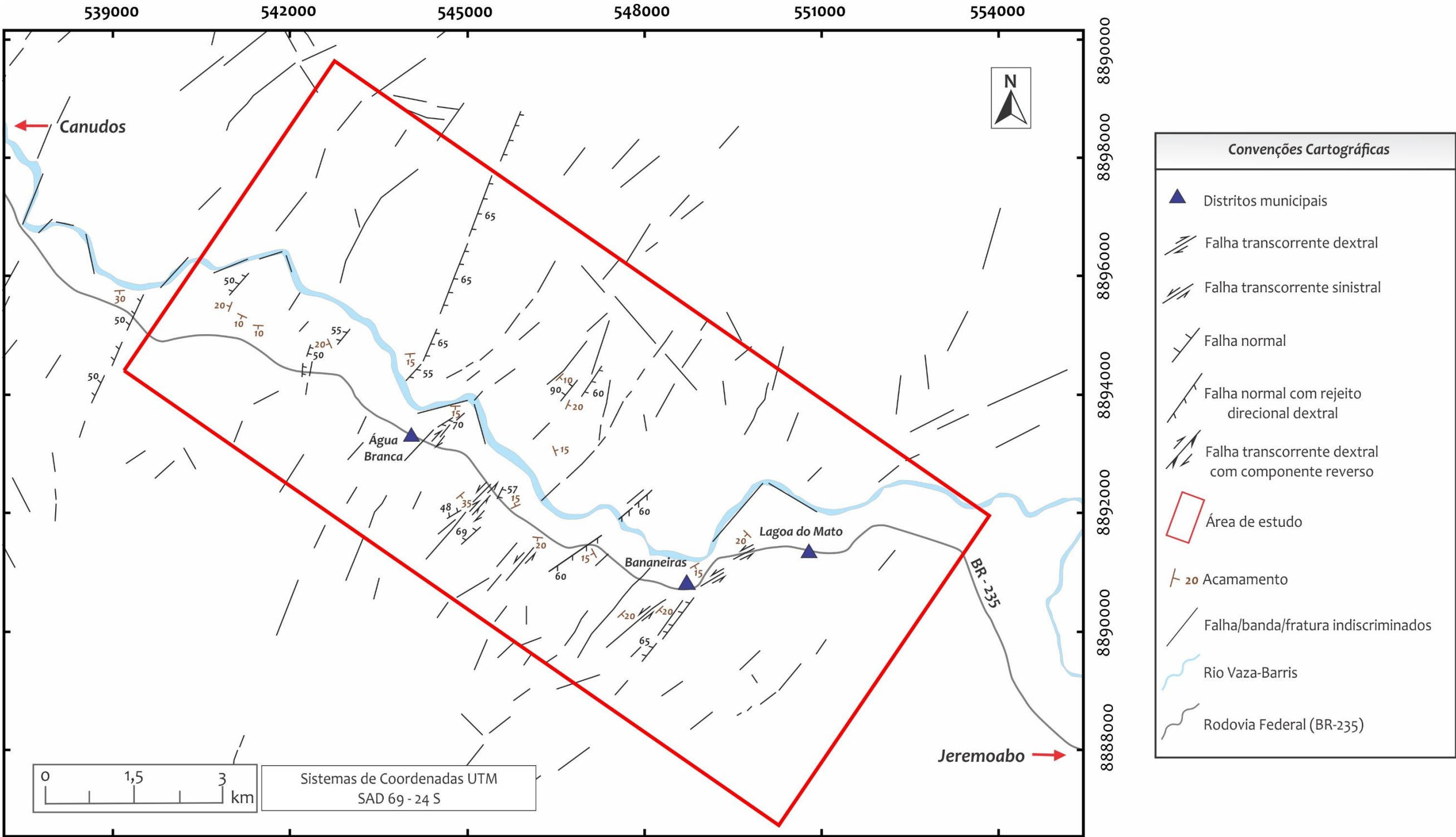


Figura 5.15: Mapa da área estudada ressaltando as principais estruturas analisadas. A litologia da área compreende basicamente as unidades do Grupo Ilhas.

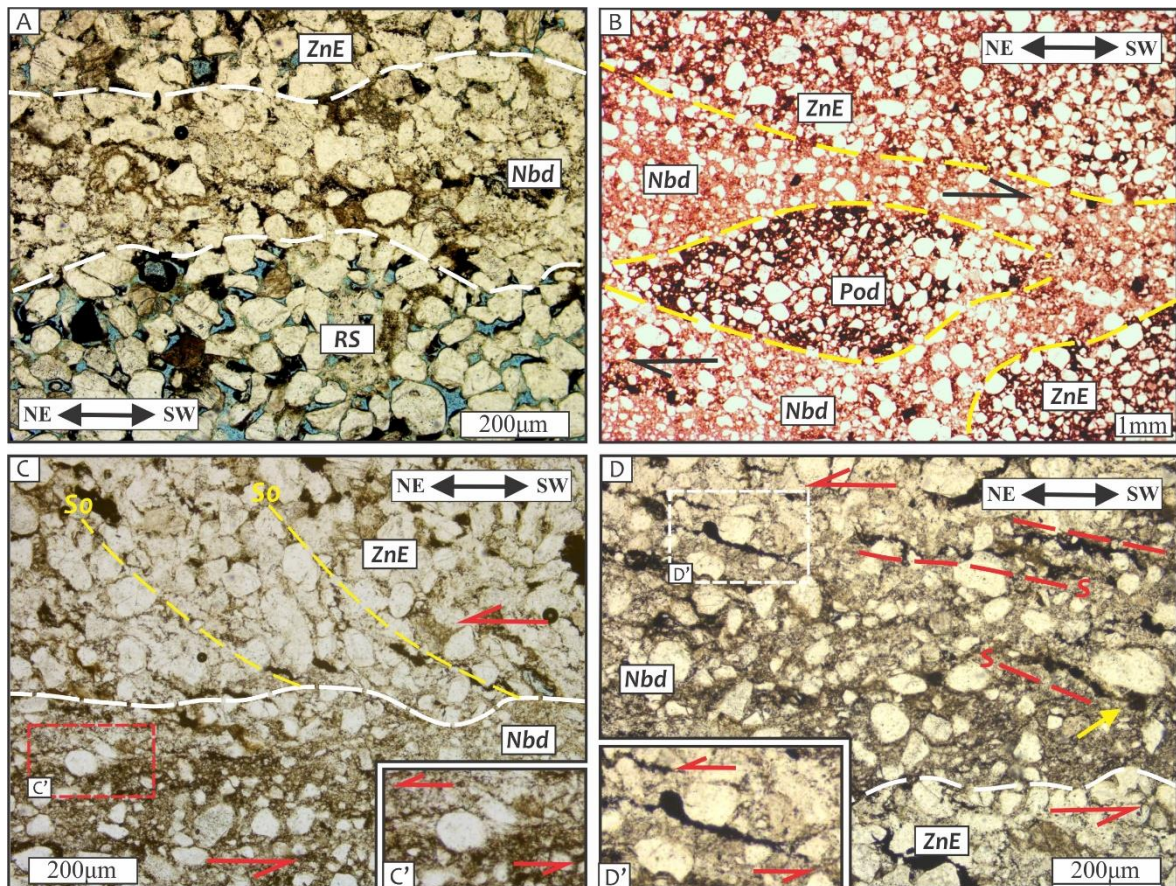


Figura 5.16: Fotomicrografias evidenciando as principais configurações internas as Bds. A) Bds afetando arenito médio a fino. Nota-se uma redução das propriedades permoporosas da rocha sã (RS) em direção à zona da Bds. B) Pod de arenito pouco deformado com configuração sigmoidal. C) Estruturas em arrasto presentes no S0 (acamamento). C') Clasto com geometria sigmoidal consistente com a cinemática da Bds. D) Clastos de quartzo e cimentação ferruginosa (seta em amarelo) orientados com o fluxo da deformação, definindo uma estrutura S interna ao núcleo da Bds (Nbd) D') Detalhe evidenciando a formação de estruturas em “chifre” corroborando com a cinemática da Bds. ZnE = Zona externa.

Assim como em escala mesoscópica, nota-se microscopicamente que o interior dos planos de falhas analisadas é composto por um conjunto de bandas de deformação com configuração hierárquica em *singles* e *clusters*. Para classificar as Bds que definem as falhas bem como as Bds *sensu stricto*, adotou-se a classificação cinemática e dos mecanismos deformacionais propostos por Fossen *et al.* (2007). Na área de estudo, a grande maioria das Bds é do tipo cataclásticas compactacionais, que apresentam uma redução das propriedades permoporosas (figura 5.16A) em relação à rocha hospedeira.

Bandas compactacionais (sem cataclase) ocorrem de forma subordinada, tendo como mecanismo gerador o fluxo granular, que promove o rearranjo dos grãos a partir da rotação e deslizamento friccional. Essas bandas corresponde as bandas S do conjunto de Bds com geometria S/C, e apresentam contemporaneidade genética com a formação das Bds cataclásticas compactacionais

Algumas bandas demonstram arranjos geométricos que refletem as condições reológicas da rocha hospedeira quando da formação dessas estruturas. As Bds formadas em condições hidroplásticas (sob regime de pré a sin-litificação) mostram, comumente, *pods* (figuras 5.16B e 5.17) de arenito (zonas pouco deformadas no interior da Bds) com geometria sigmoidal e clastos rotacionados sem cataclase, além do desenvolvimento de estruturas tipo arrasto ao longo das bordas das Bds (figuras 5.16C e 5.17).

Bds com caráter transicional (frágeis/hidroplásticas) exibem internamente clastos intensamente cataclados; minerais opacos e/ou cimento ferruginoso e fraturas sigmoidais preenchidas por opacos (figura 5.17), orientados segundo o fluxo da deformação. Em alguns casos, nota-se a formação de uma estruturação S/C (figuras 5.16D e 5.17), melhor expressas nas Bds portadoras de cimentação ferruginosa e/ou de opacos, os quais podem apresentar uma geometria em “chife” corroborando com outros critérios cinemáticos existentes nas Bds (figura 5.16D).

As Bds formadas em condições frágeis, regime de pós-litificação, exibem uma estruturação interna com configuração análoga as fraturas cisalhantes de *Riedel* (figura 5.17), sendo as estruturas mais comuns as fraturas em posição R, T e R' desse sistema.

5.4 - Relações entre os processos diagenéticos e a evolução das Bds

A descrição petrogenética das rochas hospedeiras sugere que elas atingiram profundidades crustais máximas condizentes com as condições diagenéticas do estágio da mesodiagênese rasa, ou seja, entre 2 a 3 km (Morad *et al.*, 2000). Adicionalmente, a análise estrutural (macro e microscópica) revelou que a deformação atuou, predominantemente, quando as rochas já estavam completamente litificadas, sendo o principal mecanismo deformacional o fluxo cataclástico. Bds pré a sinlitificação ocorrem de forma subordinada, restritas às estruturas com geometria externa S-C.

Uma das principais diferenças entre a rocha hospedeira e as Bds é a drástica redução na granulometria destas últimas. Texturalmente, em porções não deformadas, o arenito apresenta granulometria média a fina, passando para fina, muito fina a silte ao longo das Bds (figura 5.18), apesar de localmente ocorrerem grãos sobreviventes imersos na matriz cataclástica do interior das Bds. Isso se refere preferencialmente às Bds híbridas, pois as compactacionais *sensu stricto* mostram apenas o rearranjo dos grãos (rotação e deslizamento friccional).

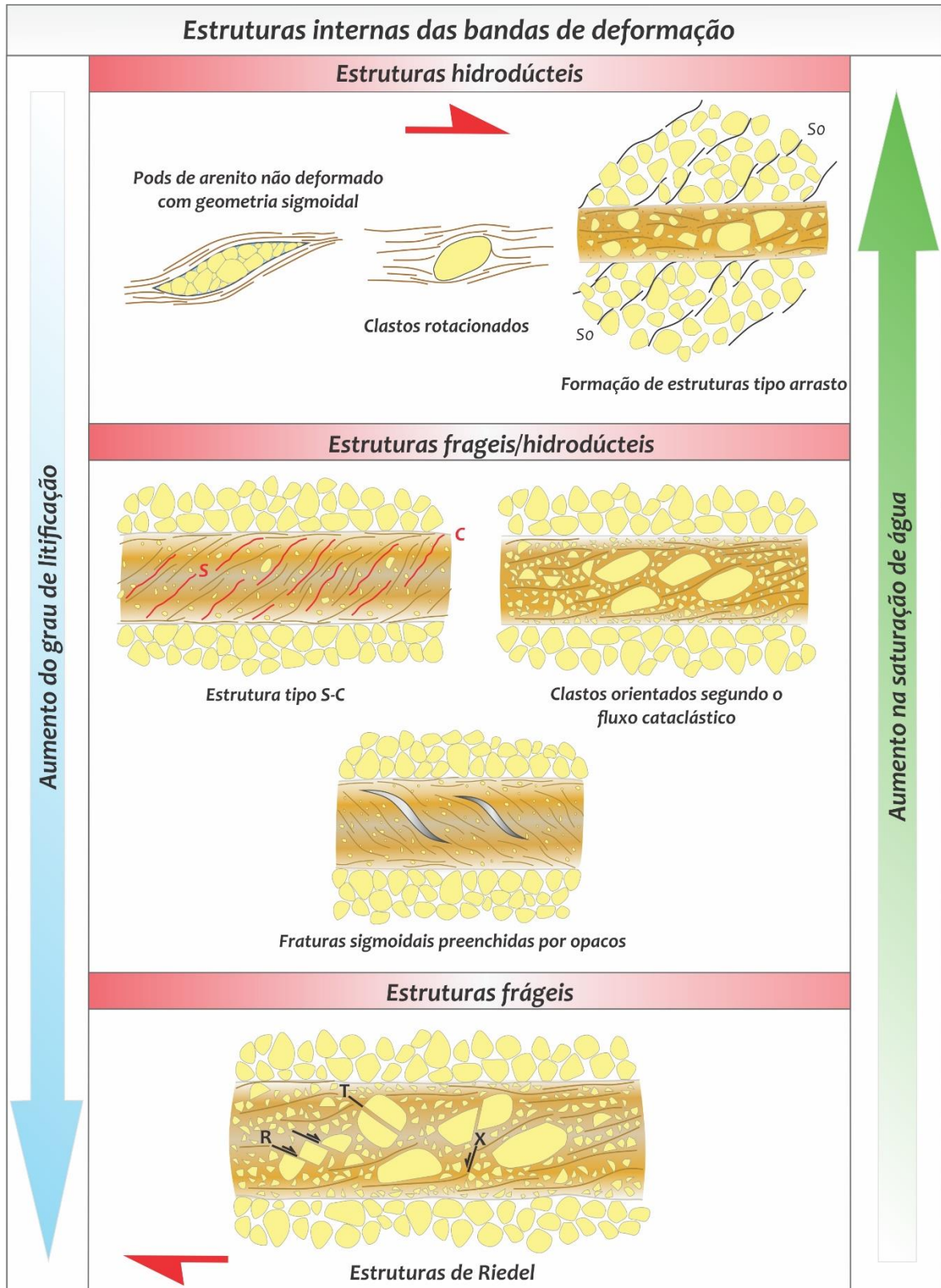


Figura 5.17: Esquema mostrando as principais estruturas interna as Bds de acordo com as condições reológicas (saturação em água e grau de litificação), que afetam a rocha hospedeira.

Processos diagenéticos		Eodiagênese	Mesodiagênese	Telodiagênese
Pré - deformacional	Crescimento secundário de quartzo			
	Argilas infiltradas			
	Compactação mecânica			
Sin - deformacional	Compactação química			
	Crescimento secundário de feldspato			
	Dissolução incongruente e congruente			
	Crescimento autigênico de caulinita			
	Cimentação ferruginosa			
Pós - deformacional	Oxidação			

Bandas de deformação		Eodiagênese	Mesodiagênese	Telodiagênese
Fluxos deformacionais	Fluxo hidrodúctil	 Bandas com clastos, pods, e acamamento rotacionados		
	Fluxo transicional (Hidrodúctil/cataclástico)	 Bandas com estrutura S/C, fraturas sigmoidais		
	Fluxo cataclástico		 Bandas com estruturas de Riedel	

Propriedades Petrofísicas	Rocha Hospedeira (arenito)	Banda de deformação
Granulometria	Areia média a fina	Areia fina a silte
Arredondamento	Subarredondados a subangulosos	Angulosos a subangulosos
Porosidade	Entre 25 a 30%	Porosidade baixa inferior a 2%

Figura 5.18: Quadro comparativo mostrando os processos diagenéticos e as propriedades petrofísicas presentes nas Bds e no arenito.

Apesar de bastante presente no arenito não deformado, as argilas mecanicamente infiltradas não foram identificadas nas Bds (figura 5.18). Tal fato não descarta a sua não

existência, pois as mesmas podem ter se tornado impossíveis de serem descritas sob a escala de observação, possivelmente em virtude de ocorrerem em granulometria inferior à de areia muito fina a fina.

Em algumas seções delgadas descritas observou-se a presença de grãos de quartzo com crescimento secundário, no interior das Bds; todavia estes apresentam-se, em alguns casos, fraturados exibindo bordas cominuídas (figura 5.19A), indicando que formação dessa estrutura se deu posteriormente à cimentação silicosa.

Embora descritas como predominantemente cataclásticas compactacionais, as Bds em um determinado momento de sua evolução podem ter funcionado como conduto de fluidos, dado à presença expressiva de cimentação ferruginosa interna às Bds (figura 5.19B). Neste último caso, essa cimentação ocorre, em sua maioria, com geometria condizente com o sentido do fluxo da deformação e/ou delimitando as bordas das Bds. Tal relação sugere que essas estruturas se desenvolveram durante condições pré a sin-cimentação ferruginosa, quando a cataclase ainda não era tão intensa, possibilitando a circulação do fluido ferruginoso.

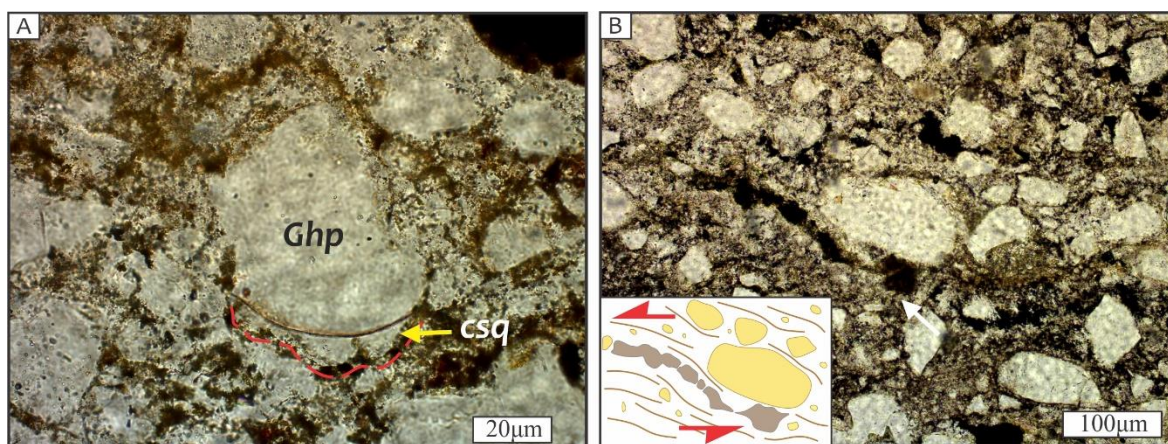


Figura 5.19: A) Fotomicrografia de grãos de quartzo hospedeiro (Ghp) internos as Bds. Este grão exibe crescimento secundário (csq) a partir de cimentação silicosa. Nota-se que o csq é afetado pela deformação promovendo sua cominuição. B) Grão de quartzo e cimento ferruginoso orientado segundo o fluxo da deformação. Observa-se que o cimento apresenta uma configuração sigmoidal (detalhe) com cinemática condizente com a deformação, evidenciando sua precipitação concomitante à formação da Bds.

Uma dissolução total, evidenciada pela porosidade tipo móldica, ocorre de modo restrito nas lâminas estudadas, evidenciando a circulação de um fluido “corrosivo” sin a pós o desenvolvimento dessas estruturas.

Em suma, a relação integrada da descrição diagenética e microestrutural mostra que as Bds afetaram o Arenito Ilhas em condições mesodiagenéticas sob regime,

predominantemente, sin a pós-litificação, sendo sua evolução marcada por um intervalo que permitiu a circulação de fluidos mesmo que de forma restrita.

Capítulo VI

Artigo Científico

- *Submetido à revista Marine and Petroleum geology*

CAPÍTULO VI

ARTIGO CIENTÍFICO

DEFORMATION BANDS AND ASSOCIATED STRUCTURES IN THE TUCANO BASIN, NE BRAZIL: A MULTISCALE ANALYSIS

Ricardo de Souza RODRIGUES ^a & Fernando César ALVES DA SILVA ^{a,b}

^a Postgraduate Program in Geodynamics and Geophysics (PPGG), Federal University of Rio Grande do Norte - UFRN, Brazil. Campus Universitário - Lagoa Nova, PO Box 1556, CEP 59078 980, RN. (rodriguesgeologia@gmail.com).

^b Department of Geology, Federal University of Rio Grande do Norte (UFRN), Brazil. (fernando@geologia.ufrn.br)

ABSTRACT

The sandstones of the Ilhas Group in the Tucano basin (NE Brazil), are affected by numerous swarms of deformation bands (DBs) and associated faults, developed in different deformation events (pre, syn and post stages of sediment lithification). We select an area located west of the city of Jeremoabo and east of the Água Branca district, along the Vaza Barris River, for a multi-scale structural analysis of these structures. NE-SW striking faults and swarms of DBs are the main structures of the region but two other sets also occur, with NNW-SSE and E-W orientations. The structural analysis revealed that they are related to three deformational events, D₁, D₂ and D₃. The D₁ event generated NE-SW normal faults and a combined system of transcurrent faults and dextral (NNW-SSE) and sinistral (NE-SW) DBs, developed under pre- to syn-lithification conditions of the sandstones. The D₂ event developed NNE-SSW normal oblique faults nucleated under post-lithification conditions. A younger deformational event (D₃) was responsible for the generation of NE-SW dextral and oblique normal faults both with associated DBs swarm. A few NE-SW reverse and reverse oblique faults occur in the area. Tensional NW-SE and NNW-SSE stress fields associated with D₁ and D₂ events respectively, acted in the region during the Neocomian, while the D₃ event represents the NNE-SSW extension analogous to that responsible for the formation of the Brazilian Equatorial Margin during the Early Aptian.

Keywords: Deformation bands, faults, Tucano Basin, cataclasis.

1 - Introduction

In sedimentary basins, part of the deformation is often represented by the development formation of faults and deformation bands (DBs), which usually develop in rocks with porosity higher than 15%. The DBs, first described by Aydin (1978), represent tabular structures of localized deformation with length varying in the metric scale and thickness from a few centimeters to a few meters. The development of DBs is generally associated with fault damage zones. However, they can evolve to a fault by the coalescence of several single and cluster bands (Aydin and Johnson, 1978; Fossen and Hesthammer, 1997), changing from hardening to softening strain conditions. Such a process is yet not well constraint yet (Mair et al, 2000). Several classifications are proposed for DBs, more commonly categorized as shear, dilational, compactional or hybrid (Fossen et al, 2007; Fossen et al, 2017) and, according to its deformation mechanisms, in disaggregation, cataclastic, phyllosilicate and dissolution/cementation bands (Fossen et al., 2007, Fossen et al, 2017). The study of these structures became important due to the petrophysical modifications that they can generate in the host rock, and thus influence the fluids circulation in the host rock (Fossen et al., 2005; Tindal, 2006; Fossen e Bale, 2007; Medeiros *et al.*, 2009; Araujo Neto *et al.*, 2012).

In the northeast of Brazil, DBs are common structures so-called in the interior basins (Araújo Neto et al., 2012, Melo, 2009), north of Pernambuco Lineament, and marginal (Ferreira and Alves da Silva, 2010) as well as the Tucano basin (Magnavita, 1992; Destro *et al.*, 2003; Costa *et al.*, 2004) where the present work has been developed.

This paper describes a multiscale arrangement of the DBs and genetically associated faults that affect the sandstone of the Ilhas Group, rift phase of the Tucano Basin along the Vaza-Barris transfer zone. These structures were characterized according to their kinematics and deformation mechanisms and then correlated to the tectonic events that affected the basin.

2 - Geological Context

The study area is located in the central-northeast region of the Tucano Basin (TB), part of the aborted Recôncavo-Tucano-Jatobá rift (figure 1), which development is related

to the South Atlantic and Equatorial margin opening (Françolin and Szatmari, 1987; Matos, 1992; Matos, 1999).

The TB is a general N-S trending structure composed of three half-grabens (South, Central and North Tucano sub-basins), bounded by NW-SE transfer faults or accommodation zones (figure 1). The border faults dip WNW in the South and Central sub-basins and change to ENE in North Tucano Sub-basin (figure 1). The present study was developed near the boundary between the Central and North Tucano sub-basins, a region called the Vaza-Barris transfer zone (figure 1).

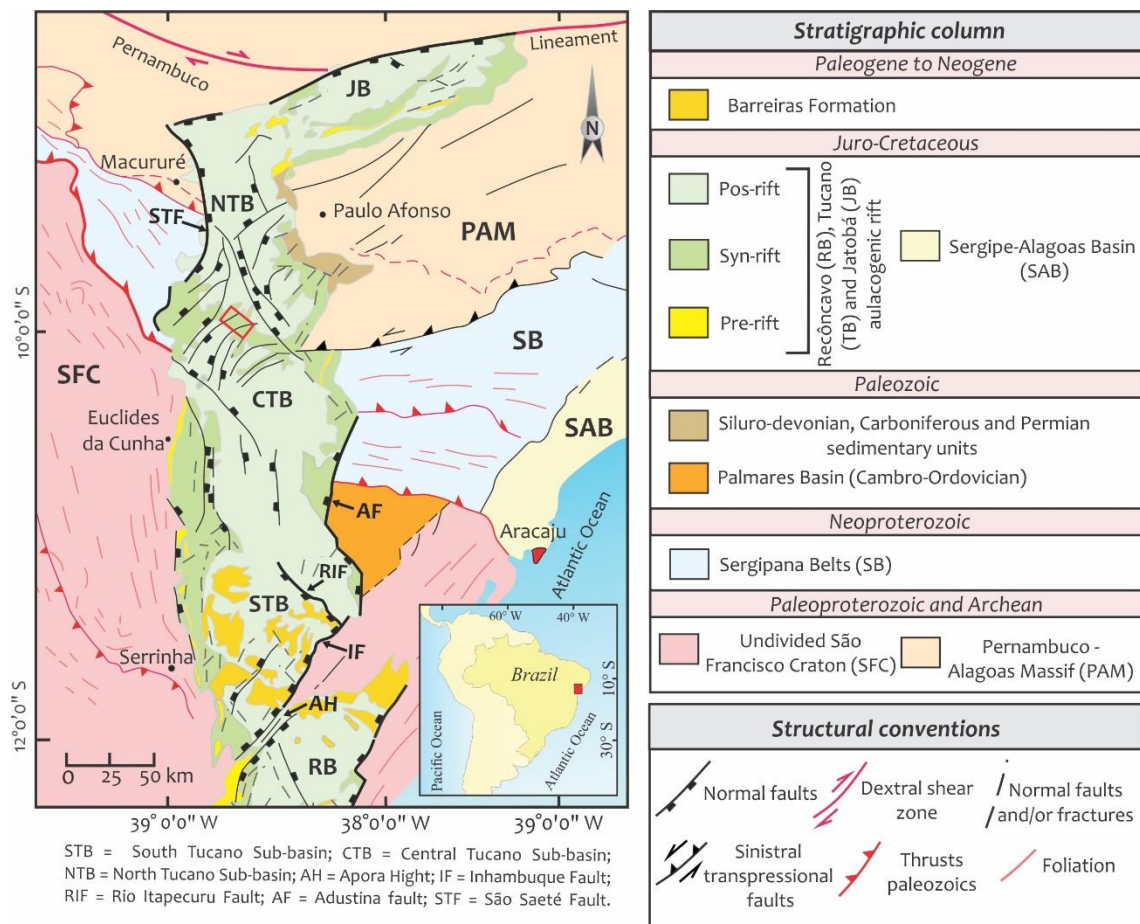


Figure 1: Simplified geological map of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift (Modified after Magnavita *et al.*, 1992 and Kosin, 2009). Small rectangle marks the study area.

The sedimentary fill of TB is composed of Paleozoic and Juro-Cretaceous units. They overlap in angular and erosive discordance over the lithotypes of São Francisco Craton, Borborema Province and remaining Cambro Ordovician basins (figure 1). Costa et al. (2007) describe three supersequences, pre-, syn- and post-rift, in this basin. The pre-rift supersequence represents Jurassic fluvial-lacustrine deposits uncorformably overlain by the

syn-rift supersequence constituted by the Santo Amaro, Ilhas and Massacará groups originating from lacustrine, deltaic and fluvial sedimentation. Overlapping, in erosive discordance to the Massacará Group, sedimentary deposits of alluvial and delta fans of the post-rift Marizal Formation unconformably overlie the syn-rift Massacará Group.

Previous authors have described two major deformation events for the tectonic evolution of TB. The first event is marked by a Beriasian E-W extension, while the second and most expressive, most clearly expressed is related to an Early Aptian NW-SE extension, which affected not only TB but also the adjacent basins (Magnavita, 1992; Magnavita *et al.*, 2003). Important faults and zones of deformation bands related to this event, affect the various supersequences of the TB (Destro *et al.*, 2003; Costa *et al.*, 2004; Vasconcelos, 2003).

3 - Ilhas Group lithotypes

The Ilhas Group is represented by siltstones and fine to coarse sandstones (sometimes with conglomeratic intervals), which exhibit cross-bed stratifications (figure 2A) and large soft-sediment folds as primary structures.

The description of 25 thin sections of the siliciclastic bodies showed that they are represented by sub-arkosic and quartz sandstones, according to the ternary diagram of McBride (1963). These rocks are medium to moderately well sorted, exhibit sub-rounded to sub-angular grains, normal packing and porosity between 22 to 25% (figure 2B).

In relation to the diagenetic processes, an important clay infiltration, possibly affected by the illitization process, occurs in the sandstones in the form of meniscus and coatings together with clearly expressed incongruous and congruent dissolution (figure 2C) of the grains of the framework. This dissolution led to the development of secondary porosity of the moldic (figure 2C) and oversized pore type. This evidence suggests an early eodiagenetic process. The increase of the diagenetic degree led to a total or partial dissolution of the grains of the framework in the late eodiagenesis/early mesodiagenesis stage. Authigenic growth of quartz (figure 2D) and feldspar and an intense ferruginous cementation (figure 2C), are also present. These characteristics suggest a maximum burial depth for these rocks around 3km (Morad *et al.*, 2000).

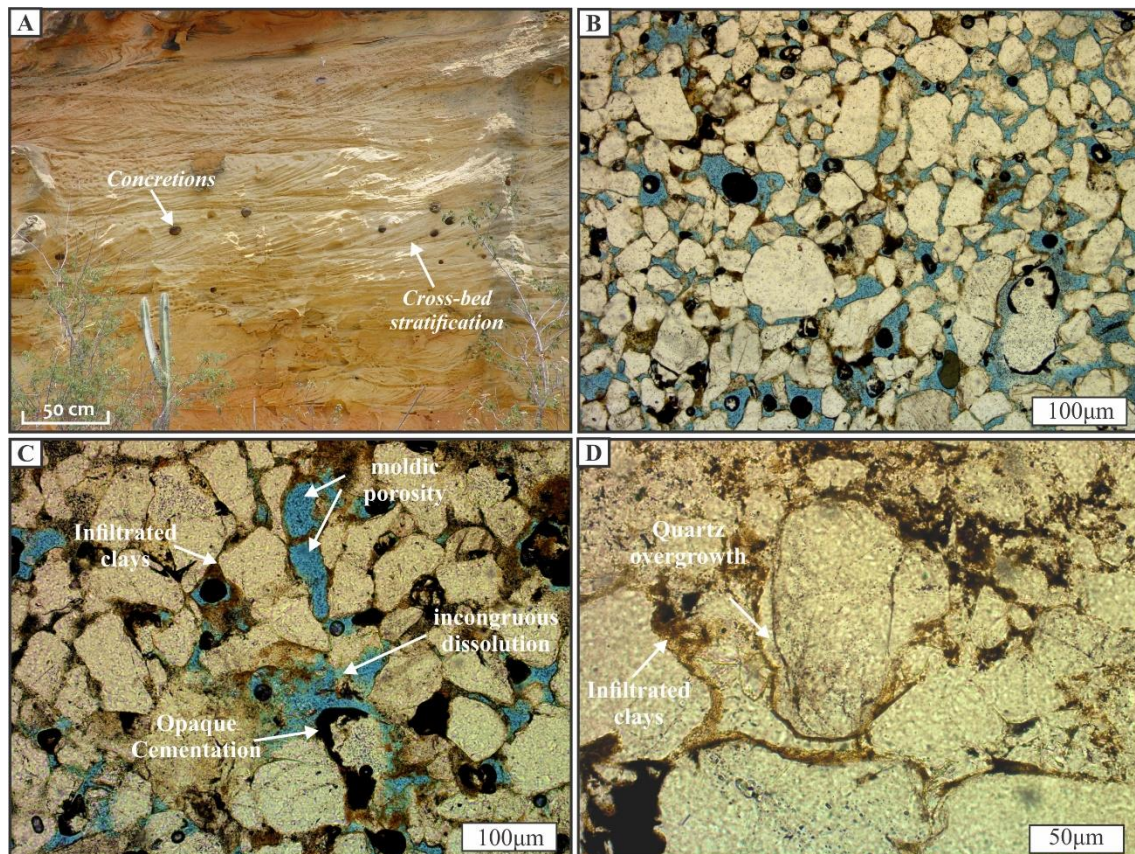


Figure 2: Macro- and microscopic aspects of the sandstones (Ilhas Group) in the study area. A) Yellowish sandstone showing cross-bed stratifications and ferruginous concretions. B) Photomicrograph of the quartz sandstone (medium-sized sand, sub-rounded to sub-angular) showing normal packing. C) Evidence of diagenetic processes: infiltrated clays, total and partial dissolution of the grains of the framework generating secondary porosity. Some grains are surrounded by opaque cementation. D) Secondary growth of quartz coexisting with mechanically infiltrated clays.

4 - Deformation bands and associated structures: Analysis at the macro-, meso- and microscopic scales

4.1 - Macroscopic analysis

Remote sensing products such as radar images, D-band, Landsat ETM + satellite, band 8 (panchromatic of this sensor), and small-format aerial photographs (acquired at a height of 600m with a 50mm objective) were used for macroscopic analysis of the structures in the study area. In all products, prominent sets of photo lineaments are identified, with lengths ranging from a few tens to several hundred meters. The main set trends NE-SW while secondary sets are oriented NNW-SSE and E-W. These lineaments are marked by ridges in topography (figure 3) and are related to faults and zones of deformation bands that, due to the processes that gave rise to them, have become more resistant to erosion.

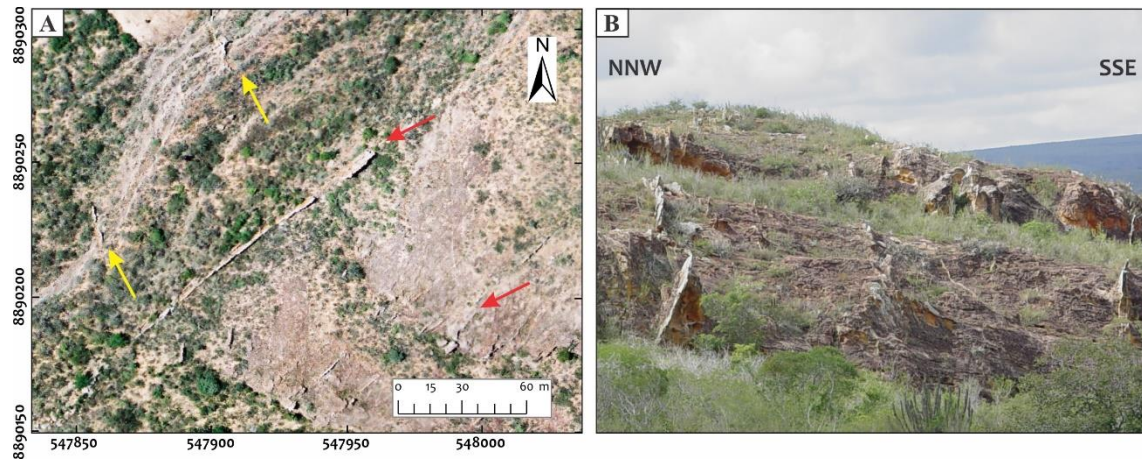


Figure 3: Aerial photography (A) showing two sets of lineaments highlighted in the topography as narrow and elongated ridges. The NE-SW lineaments are generally more prominent than those oriented NNW-SSE to NS. Both sets represent faults related to Db swarms. B) Mesoscopic expression of DBs highlighted in the topography.

4.2 - Mesoscopic analysis

Field observations were used to characterize the geometry and kinematics of photo lineaments (faults) at a mesoscopic scale, and to relate faults to smaller-scale DBs.

The DBs occur either as single structures with varying lengths and thicknesses, exhibiting displacements of centimeters to decimeters, or as aggregates of single bands defining clusters (figure 4A). The clusters may exhibit greater displacement that, with progressive increase of deformation, can evolve to more clearly defined faults (figure 4B). Many of the faults observed in the study area originated from this process. Once generated, the fault damage zone can induce the development of new DBs, which in turn add geometric complexity to the damage zone. Therefore, the progressive development and preservation of DBs records the pre-faulting and syn-faulting stages of deformation.

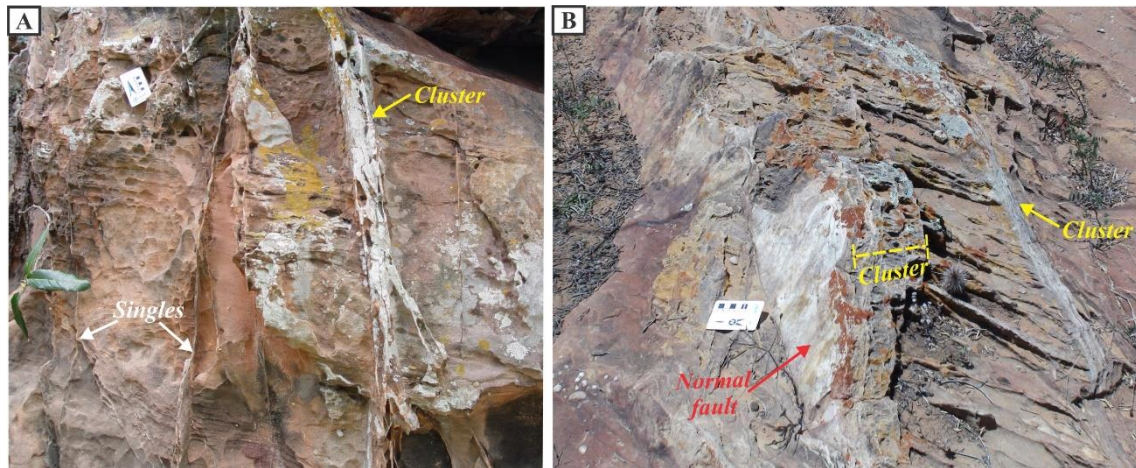


Figure 4: Field features of the Dbs and faults in the sandstones of the Ilhas Group. A) Set of NE-SW single and cluster of Dbs. B) A NE-SW normal fault, genetically related to the displacement increase along the clusters.

4.2.1 - Geometric arrangement of Dbs

The Dbs, in the study area occur in both simple and complex arrangements. Dbs with simple geometries comprise spaced, planar and curvilinear singles and clusters, sometimes arranged in conjugate pairs. The zones of Dbs with complex arrangement show the same hierarchical and geometric relationship of the isolated Dbs, however, they are composed by a higher density of bands and are commonly found near the faults' nucleus.

Many Dbs are geometrically arranged following the Riedel system. A typical pattern consists of R bands connected by individual P or R' bands (figure 5). This arrangement can occur in an isolated way, in the most distal portions of the faults, or more proximally, where the arrangement of the Dbs is almost always more complex, due to the overlapping of several generations of Dbs. In these sites, as deformation proceeds and displacement occur along R bands, R' bands rotate to a higher angle related to R while T bands are rotated toward R' and evolve as one of these bands. Thus, different angular relations can be found between R and R' (see the sketch in figure 5B).

Isolated almond-shaped deformation bands appear away from major deformation zones. Different evolutionary stages of these structures are found throughout the area and suggest that their development is due to the sequential growth of individual P or R' bands, nucleated in the bridge region (stepover) between two subparallel Dbs as deformation increases (figure 6). In places where this process has been discontinued, ellipsoidal pods of porous host sandstone remain inside the newly formed cluster, as shown in stage III in figure 6.

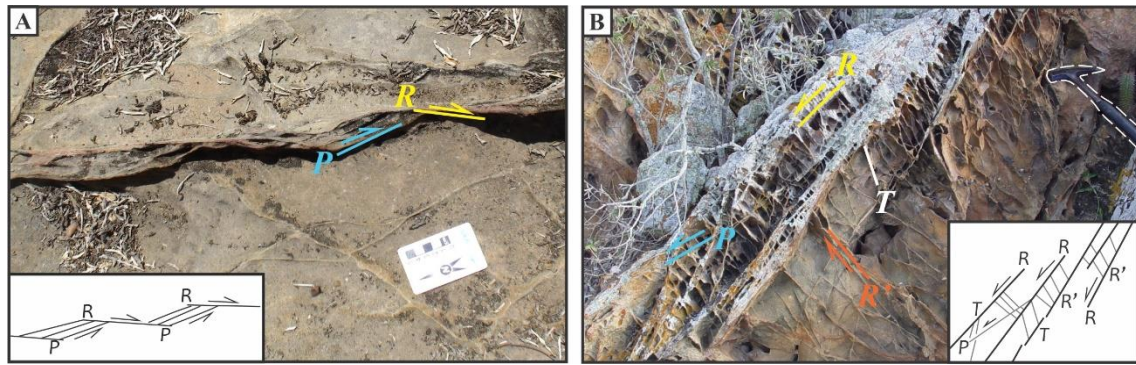


Figure 5: A) and B) Deformation bands can develop oriented according to Riedel structures like R, R', P and T. In B picture the hammer handle point to north.

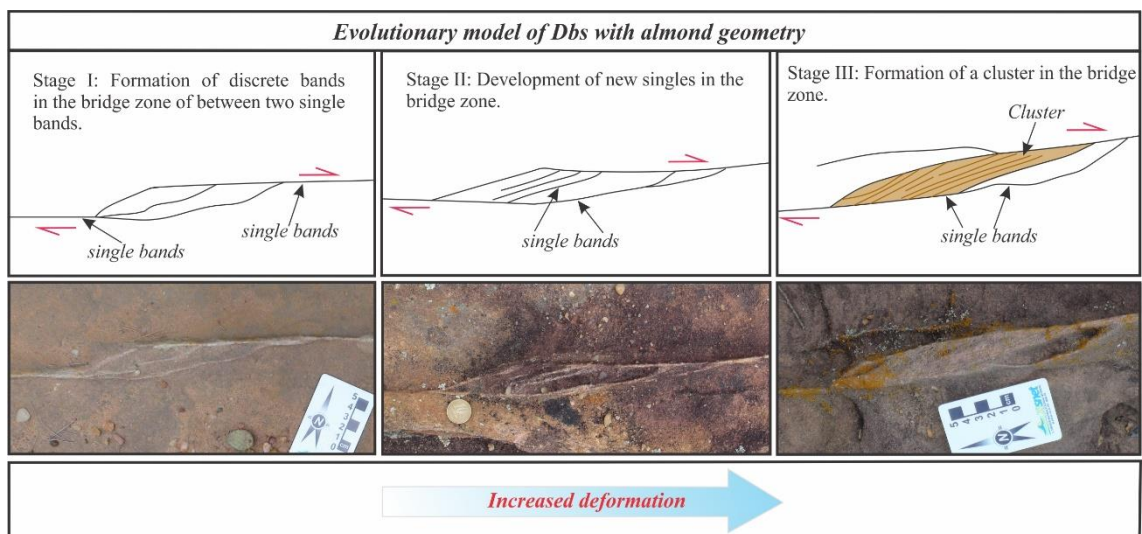


Figure 6: Geometric/evolutionary model proposed for the formation of almond clusters from the nucleation of individual P bands in the bridging region (stage I) or R bands in the stepover between parallel Dbs. As the deformation increases, successive Dbs develop (stage II) forming localized clusters with almond geometry (stage III). The pictures exemplify three stages in the development of almond clusters. (The stage I photograph and diagram are flipped to be kinematically consistent with stages II and III).

Some Dbs exhibit a geometric arrangement analogous to S-C structures, commonly developed in mylonites in crystalline terrain (figure 7). Such a geometry has important implications for the rheology of the sandstone and deformation mechanisms active during formation of these Dbs. In this geometric model, the deformation band equivalent to the S-plane (S-band) has a sigmoidal geometry with extremities curved toward to the parallelism with the bands equivalent to the C-planes (C-band) (figure 7), indicating they grew before the complete lithification of the host rock, under hydroplastic/transitional conditions.

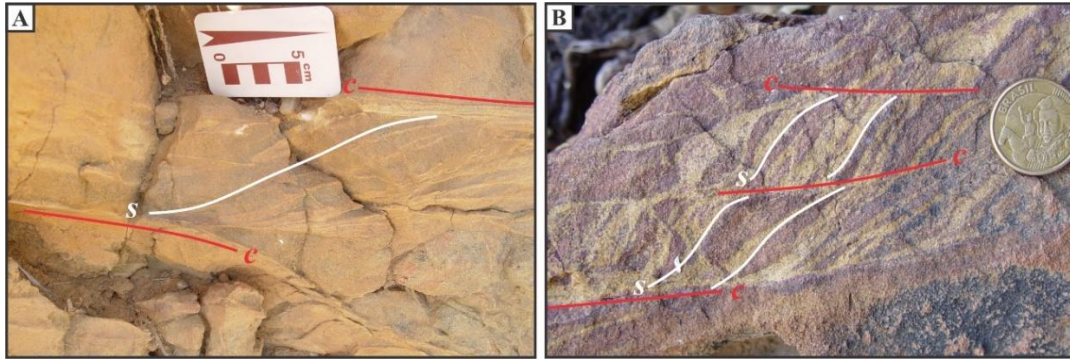


Figure 7: Deformation bands geometrically similar to the S/C structure found in mylonites. Note that the S-bands bend toward the C-bands, displaying a sigmoidal geometry.

4.3 - Microscopic analysis

Data acquired through the microstructural description of 25 oriented thin sections support the characterization of the mechanisms and deformational regimes active during nucleation and development of the Dbs and associated faults. Thus, it was possible to classify these structures according to both their rheology and kinematics.

4.3.1 - Deformation mechanisms

The great majority of the analyzed structures formed by brittle processes. The most important mechanism was cataclastic flow, accomplished by grain comminution via inter-, intra- and transgranular microfractures (figures 8A and B). As grains packing and contact surfaces increase in the deformed region, the formation of transgranular microfractures increases as well, resulting in comminution of the grains (figures 8C and D). This process leads to the generation of a cataclastic or tectonic matrix (Ferreira and Alves da Silva, 2005). As this material, in general, has a very fine granulometry it fills out the pores of the rock, resulting in porosity reduction along the deformation bands.

In some Dbs however, cataclastic flow played a minor role. These Dbs exhibit grains with concave-convex contacts and almost no porosity, in contrast with the host rock (figure 9A). Granular flow and compaction are interpreted as the mechanisms responsible for the formation of these structures. These mechanisms were identified in the S-bands of Dbs with "S-C" type geometry. Such Dbs are interpreted as the result of deformation processes that acted under hydroplastic conditions. The term hydroplastic is used in reference to the

deformation imposed on rocks that still contain a considerable amount of fluids (water). In such a condition, even in shallow crustal levels, rocks behave in a similar way to those deformed in deeper crustal level (plastic conditions). In the analyzed structures the granular flow expressed through grain rotation and frictional slip is favored by the presence of fluid and represents the main mechanism associated with the hydroplastic regime.

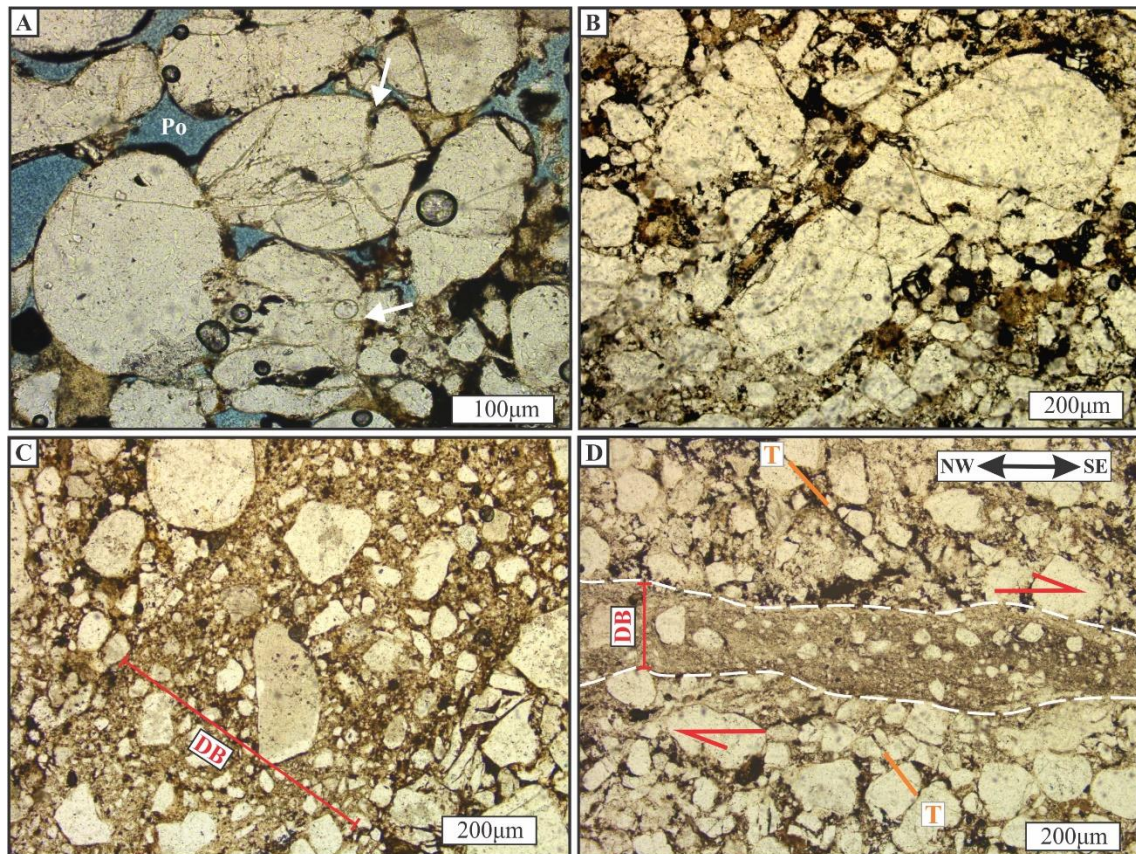


Figure 8: Some features that reveal the action of cataclastic flow during Db development. A) Granular fractures. Rock has a good primary porosity (Po). B) Transgranular fracture affecting quartz grains. C) Cataclastic zone formed due to increasing deformation. D) Intense comminution of the grains generates a fine aggregate representing the tectonic matrix of the Db. T-type fractures develop in grains outside the Db.

Deformation bands with hybrid characteristics suggest the action of deformation mechanisms in the transition between hydroplastic and brittle regimes (figure 9B). This scenario, in which a progressive reduction of fluids took place changing the rheology of the host rock, points to an evolutionary character of the Dbs through different rheological regimes. Thus, these structures must have been formed in the syn- to post-lithification stages of the sandstone.

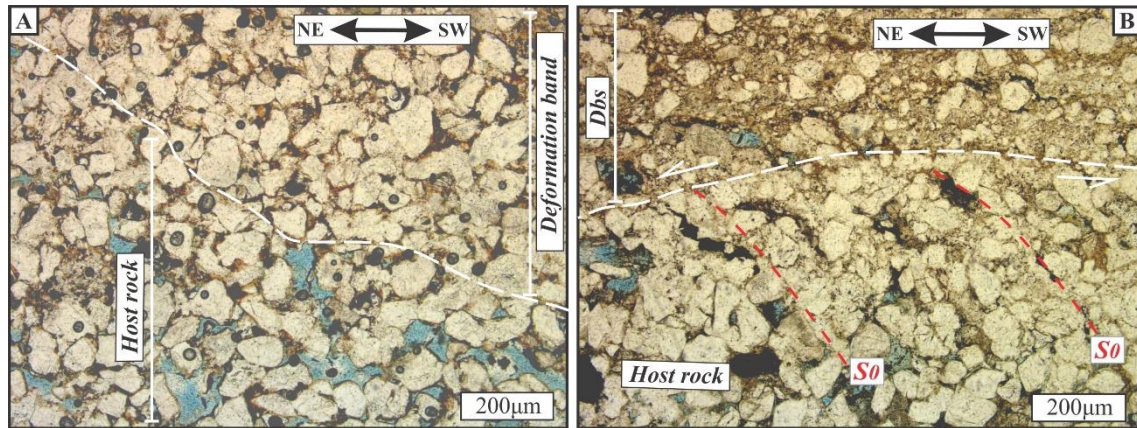


Figure 9: A) Deformation band developed under hydroplastic conditions due to the action of granular flow mechanism. Grains show evidence of compaction, without cataclasis, resulting in decreased porosity. B) Deformation band developed in the transitional regime between granular and cataclastic flow. The bedding (S₀) drag outside the Db suggests hydroplastic condition for its formation whereas inside the Db cataclastic flow promoted the development of the tectonic matrix.

4.3.2 - Internal structures of the deformation bands

Depending on the rheological conditions and the deformation mechanisms under which the Dbs developed, they may or may not exhibit an internal organization. Dbs without (or with weak) internal organization are formed predominantly post-lithification of the rocks through the cataclastic flow mechanism and display grains/fragments randomly arranged (figure 10A). The most common microstructures inside Dbs formed by cataclastic flow regime include elements essentially oriented according to Riedel geometry, such as R, R', Y, T fractures (figures 10B and E).

The internally structured Dbs are primarily, but not exclusively, formed in hydroplastic and transitional regimes by mechanisms like granular flow and, to a much lesser extent, by the cataclasis.

Bedding rotation reveals ductile dragging along the external portion of the Dbs. Rotated clasts and sigmoidal pods of undeformed sandstone in Db interiors, when consistent with overall Db kinematics, are the main features developed under hydroplastic conditions. These internal structures are however, the least common in the Dbs of the study area.

Dbs developed in transitional regime (hydroplastic/brittle), can show mineral orientation, like clays (many times intensely oxidized) as well as grain fragments. They are arranged in an S/C type geometry (figure 10F). Sigmoidal fractures filled out by opaque material are eventually found crosscutting these bands (figures 10C and D), attesting they

experienced a late-stage brittle regime, marking them as transitional between hydroplastic and brittle mechanisms.

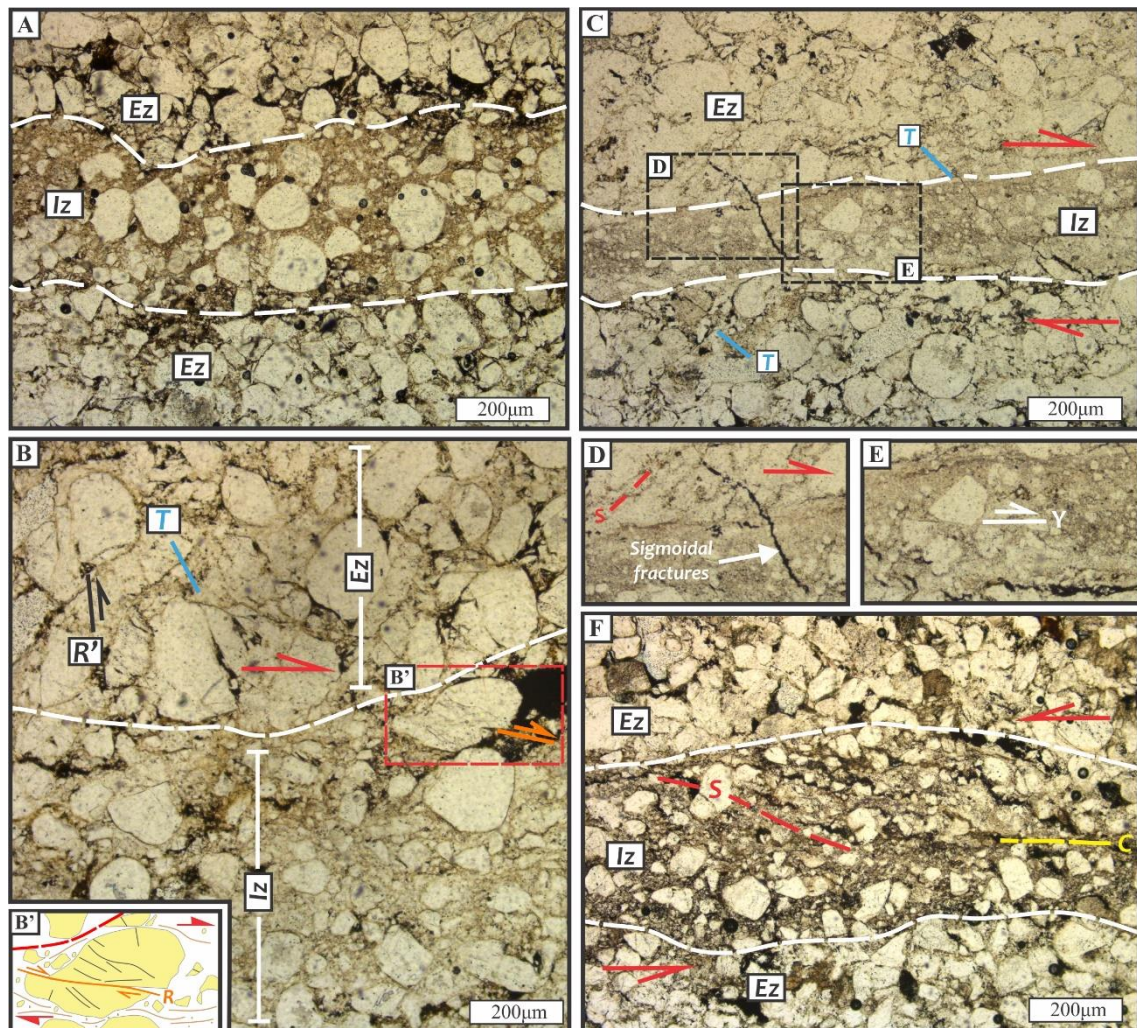


Figure 10: Internal aspects of the Dbs. A) Db without internal structure. B) R, R' and T Riedel fractures. B') Detail of quartz clast showing dextral R-fracture. C) Sigmoidal fracture. D) and E) show details of C, highlighting the sigmoidal fracture and the presence of Riedel fractures. F) Internal S/C fabric. Iz = Internal Zone and Ez = External Zone.

4.4 - Relationship between deformation and lithification

The meso- and microscopic analysis of the Dbs and associated faults demonstrated the intrinsic relationship between the lithification stage of the host rocks and the type of formed structure. The data show that deformation events in the region began early in the basin sedimentary history, i.e. before complete lithification of the Ilhas sandstone, and proceeded during and after this process. The first developed Dbs formed when the sandstone still had sufficient water to allow mobility of the grains without promoting stiff interaction among them, so cataclasis did not take place (pre-lithification stage).

When deformation acts on rocks with a higher degree of consolidation (post-lithification stage, when water content drops substantially) the hard contacts among grains is stronger and cataclasis becomes important. An intermediate stage (syn-lithification) occurs in between the two stages above described, in which the cataclastic and granular flows operate together, promoting the development of Dbs with internal structures analogous to S-C fabric.

Structures originated under these different rheological conditions and crustal depths are present in the study area. Some of them demonstrate evolutionary character between lithification stages (transitional), but those developed under post-lithification conditions of the host rock are much more common.

5 - The structural evolution of the study area

The kinematic and chronological relations of Dbs were used to define regional deformation events, herein called D₁, D₂, and D₃. These events have been correlated to those responsible for the development of the Eastern and Equatorial Brazilian margins (Fançolin and Szatmari, 1987; Magnavita, 1992; Matos, 1992; Matos 1999) considering the tensile fields associated with the tectonic evolution of these margins.

5.1 - Deformational events

The D₁ event is represented by structures that developed in two stages of deformation, an early one (D_{1e}) and a late one (D_{1l}). The D_{1e} stage is characterized by normal NE-SW faults with down-dip striations plunging both NW and SE (figures 11A and B). These are the main structures affecting the area and correspond, for the most part, to the swarm of NE-SW photo lineaments delimited in the remote sensing products.

Field relationships show that D_{1e} structures are partially affected by transcurrent faults and conjugate sinistral (NE-SW) and dextral (NNW-SSE) deformation bands (figures 11C and D), which correspond to the D_{1l} stage structures.

The structures developed during the D₁ event may exhibit elements compatible with hydroplastic, transitional or cataclastic deformation, indicating that this deformational event initially operated under conditions of pre-lithification (figure 9) and lasted until the total lithification (figure 10A) of the host rock (figure 12).

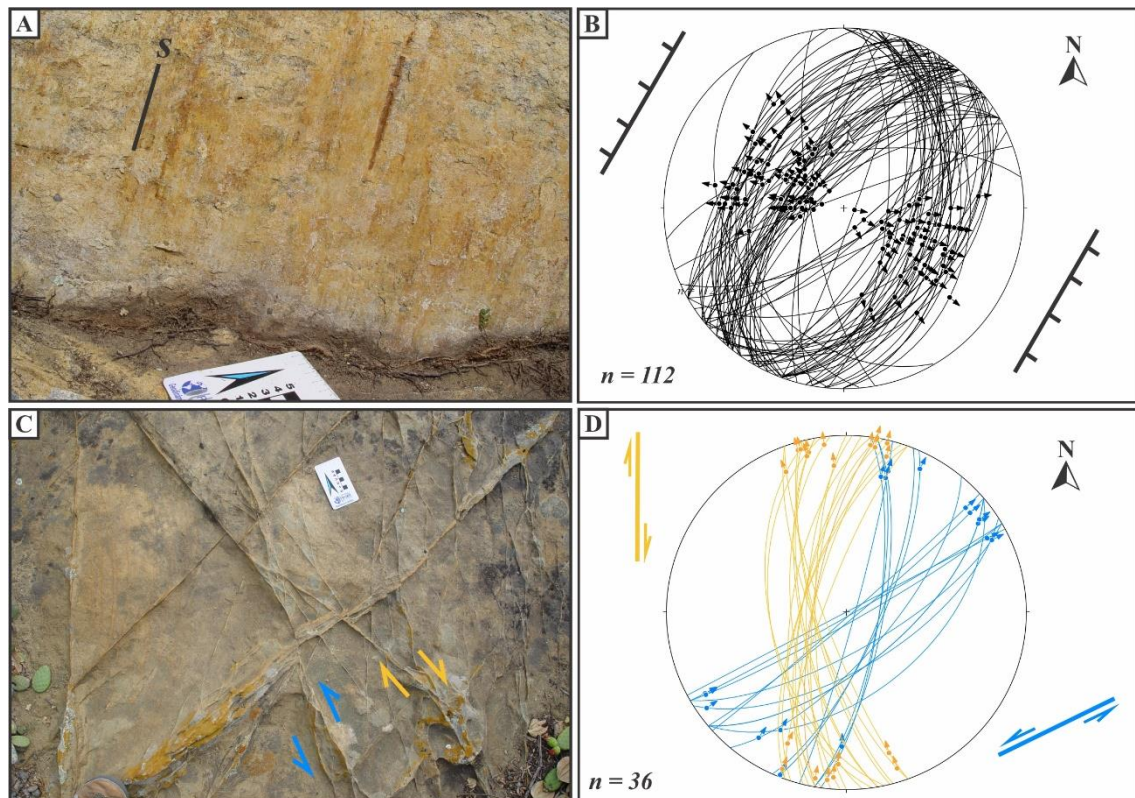


Figure 11: A) NE-SW normal fault, with well-developed down-dip striations (S), view in cut. B) Stereographic projection of the normal faults developed during the D_{1e} stage. C) Conjugate sinistral (NE-SW) and dextral (NNW-SSE) Dbs, view in map. D) Stereographic projection of the conjugate transcurrent structures, associated with the later stage (D_{1l}) of the D₁ deformation. (Lambert-Schmidt projections, lower hemisphere).

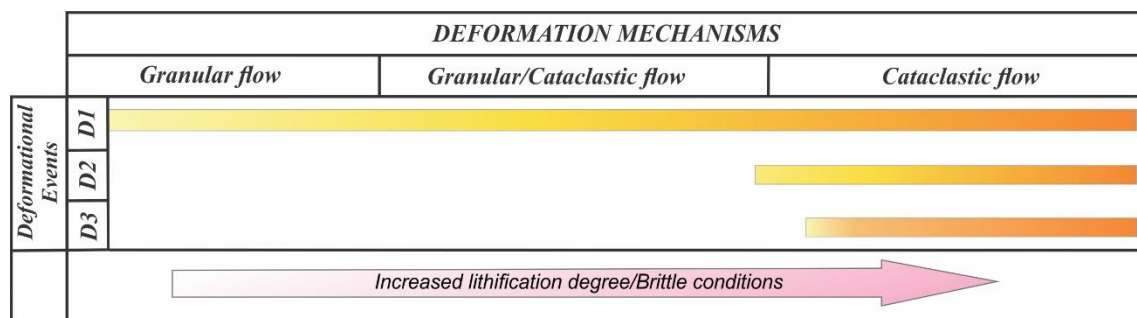


Figure 12: Relationship between the deformation events, rheological conditions of the sandstone and deformation mechanisms.

The second deformation event, D₂, is characterized by a set of NNE striking normal faults bearing striations that plunge mainly to SSE (figure 13A). These structures affect those from the previous event. Some D₁ fault planes were reactivated during the D₂ event and exhibit two striations (L₁ and L₂), as shown in figure 13B. This deformation event operated under post-lithification conditions of the host sandstone resulting in the development of deformation bands and faults through the cataclastic flow mechanism.

Event D_3 , similarly to D_1 , was partitioned into an early (D_{3e}) and a late stage (D_{3l}). In the early stage of this deformation event (D_{3e}) two sets of oblique normal faults developed. One set is represented by NE-striking faults (figure 14A) with both NE- and SW-plunging striations (figure 14C). Another set is characterized by NNE-striking faults which striations plunging SW (figure 14C). These oblique normal faults are the most prominent structures of the D_{3e} stage. During the late stage D_{3l} , sets of Dbs and faults with variable kinematics took place, including dextral, reverse and oblique-reverse faults (figures 14A and 14B). The dextral faults strike NE, bear gently NE-plunging slickenlines and affect the early formed D_{3e} structures (figure 14A and D). The reverse faults (strict sense) strike NNE with WNW-plunging striations (figure 14E). Two sets of reverse-oblique faults were identified, those with N-S orientation and slickenlines plunging both SE or NW (figure 14F), and those striking NNE showing striations plunging NE and SW (figure 14G). The role played by these reverse and oblique-reverse faults, was not settled, and as they seem to have a restrict distribution in the study area, they may represent localized structures.

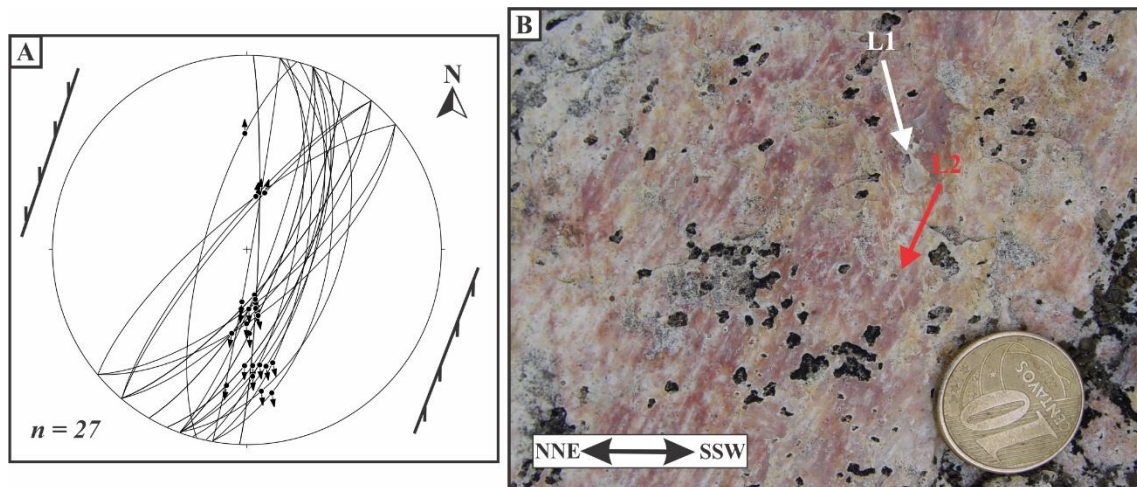


Figure 13: A) Lower-hemisphere Lambert-Schmidt stereographic projection of NNE-striking fault planes and their striations developed during the D_2 event. B) NE-SW fault plane containing two striations. The oldest striae (L_1 , plunging NW) are related to the D_1 event and the younger striae (L_2 , plunging NNW) are attributed to the D_2 event.

The main deformation mechanism responsible for the development of D_3 structures was cataclastic flow, therefore a post-lithification condition is attributed to the host rock during this event (figure 12). Due to the sparse distribution of D_3 structures, no clear relationship between them and D_2 structures was observed in the field.

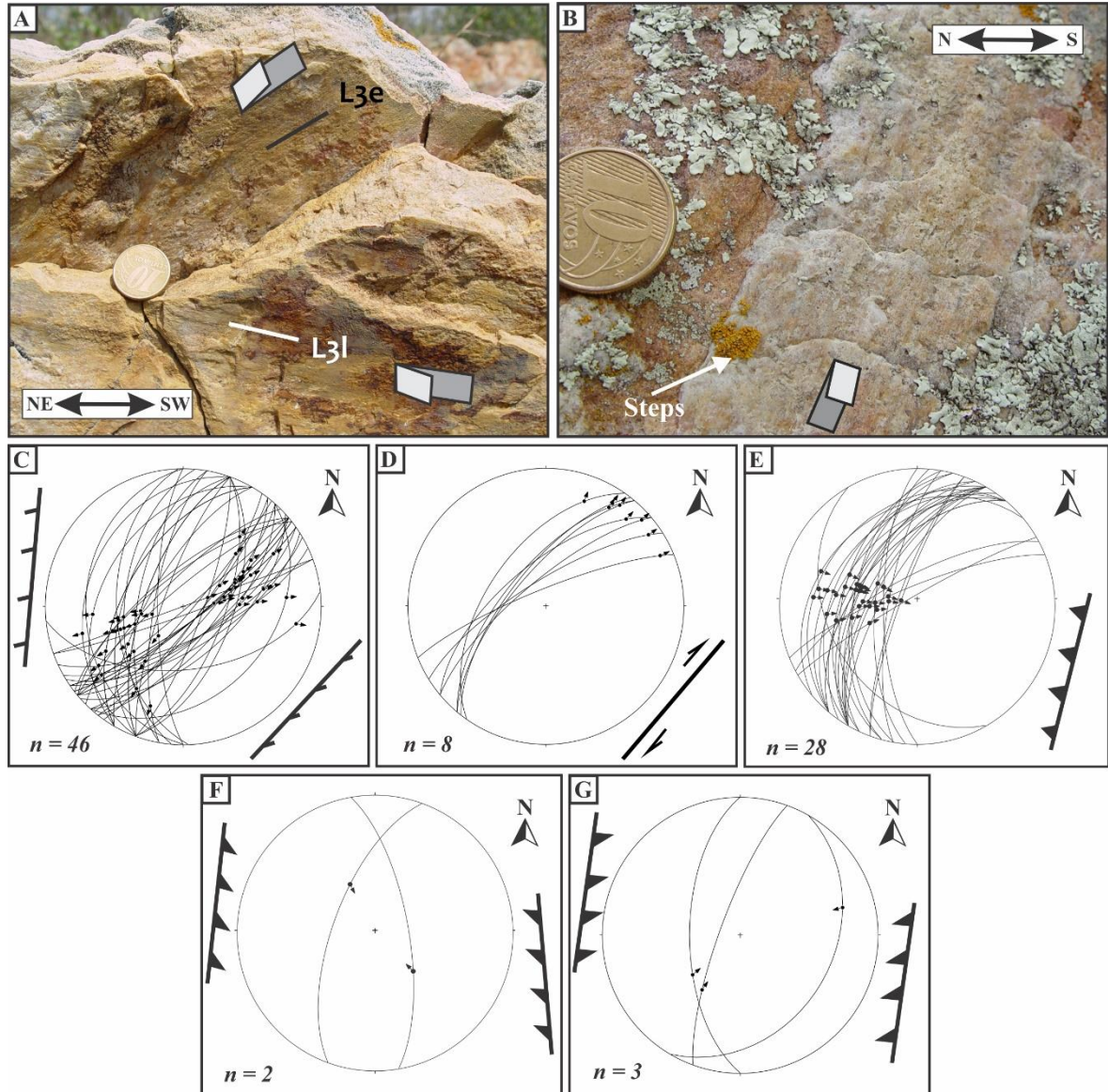


Figure 14: A) NE-striking oblique normal fault with striations plunging NE, developed during D_{3e}. A Later D₃₁ NE-striking dextral fault affected the outcrop. B) N-S oblique reverse fault bearing striations plunging NW. Lambert-Schmidt stereographic projections lower hemisphere: C) D_{3e} Oblique normal faults. D) Dextral strike-slip faults. E) Reverse faults. F) and G) Oblique-reverse faults.

5.2 - Correlation between structural and tectonic events

The principal stress directions (σ_1 , σ_2 , σ_3) obtained with data from D₁ structures, i.e. the NE-striking normal faults and dextral and sinistral conjugates, reveal that they were formed under an NW-SE tensional stress field. This interpretation corroborates with previous works in other portions of the basin (Destro *et al.*, 2003; Costa *et al.*, 2004; Vasconcelos, 2003). The chronological relations between these structures and the analysis of the stress field points to a permutation of the σ_1 and σ_2 axes during the D₁ event allowing the development of normal faults during D_{1e} and transcurrent faults during D₁₁. A similar

conclusion was proposed by Costa (2004) for the Letreiro and Bananeira faults in the southern portion of the study area.

The stress field acting during D_1 shows a correspondence with the one that had been active during the opening of the Brazilian East margin (figure 15). This tectonic event produced the main structural architecture of the Tucano Basin in its syn-rift phase (Magnavita *et al.*, 2003) as well as the formation of the Brazilian Northeast Interior basins (Matos, 1992; Matos 1999), during the Neocomian.

The structures related to the D_2 event accommodated NNW-SSE extension, with sub-verticalized σ_1 (WSW) and sub-horizontal σ_2 (NE, figure 15). This configuration represents a clockwise rotation of the stress field in relation to the previous D_{1t} event. Such a stress configuration is similar to the one that originated the edge faults of the Jatobá Basin (Magnavita, 1992; Matos, 1999; Destro *et al.*, 2003) north of the study area.

The D_3 event was partitioned in early and late stages. The first structures developed under a NNE-SSW σ_3 , with vertical σ_1 and WNW horizontal σ_2 , extensional stress field, (D_{3e}), with verticalized σ_1 , and WNW horizontal σ_3 . When this configuration changed and σ_3 assumed a SSE sub-vertical position, the late D_{3l} stage took place. We emphasize the change of the σ_2 axis from SW to NE, marking the initiation of the D_{3l} stage. This tectonic scenario is correlated with that active during the development of the Brazilian Equatorial Margin (figure 15), during the Early Aptian (Françolin and Szatmari, 1987; Matos, 1999).

6 - Discussions and conclusions

Although Dbs correspond to apparently simple structures, often related to the development of macrostructures, a multiscale analysis of them and associated faults can supply important information about the tectonic evolution of a sedimentary basin.

The multiscale approach to the Dbs in the study area at Tucano Basin (NE Brazil) revealed that they occur as singles bands and clusters of bands. Due to the increasing deformation, they evolved, in some places to faults with variable kinematics (normal, reverse, transcurrent and oblique). These structures, highlighted in topography as rectilinear and curvilinear lineaments, are easily identified in the remote sensing products.

The relationship between lithification degree and deformation mechanisms suggests that the Dbs developed at distinct burial depths and so different rheological conditions. The deformation bands and associated faults developed throughout the whole lithification history

of the Ilhas sandstone. Some of these structures are related to a very early lithification stage when granular flow was important but most of them developed after the complete lithification so that the cataclastic flow deformation mechanism dominated.

Kinematically the Dbs are classified as hybrids (compaction shear bands, according to Fossen et al., 2007) and compaction bands. The later ones are represented by the S-bands developed in structures with S-C type external arrangement.

A structural analysis of these structures revealed that the study area experienced a more complex tectonic evolution than documented in the previous literature. Three deformation events (D₁, D₂, and D₃) were distinguished (figure 15). The most prominent event, D₁, is represented mainly by an early stage with NE-SW normal faults, and subordinately in its late stage by NNW-SSE dextral and NE sinistral conjugate sets. The presence of hydroplastic structures associated with D₁ indicates that this event started relatively early during the deposition of the Ilhas Group. As deformation proceeded and burial depth increased rheological behavior of the sandstones changed leading to the development of structures initially under a transitional and then under a cataclastic flow regime (figure 16).

A Neocomian age for D₁ is presumed through the correlation with the same stress field responsible for the formation of the eastern margin and Interior basins of the NE Brazil. The observed permutation of σ_1 and σ_2 stress axes between D_{1e} and D_{1l} in the study area can be related to the regional Aratu unconformity which affected the Tucano basin during the rift phase (Magnavita et al., 2003).

The D₂ and D₃ events affected rocks during the post-lithification stage, and the associated structures formed by cataclastic flow. The age of the D₂ structures is also interpreted as Neocomian because the stress field under which they formed resembles that responsible for the configuration of the Jatobá Basin north of the study area.

During the Early Aptian the opening of the Brazilian equatorial margin took place under a NNE-SSW tensional stress field. The D_{3e} structures in the study area match in such a scenario, which allows assignment of an Early Aptian age to this event. Although the oldest pulse of D₃ (D_{3l} event) was not very well constrained it seems that its contractional structures developed as a local reflex of the Albain-Cenomanian evolution of the equatorial margin (figure 15).

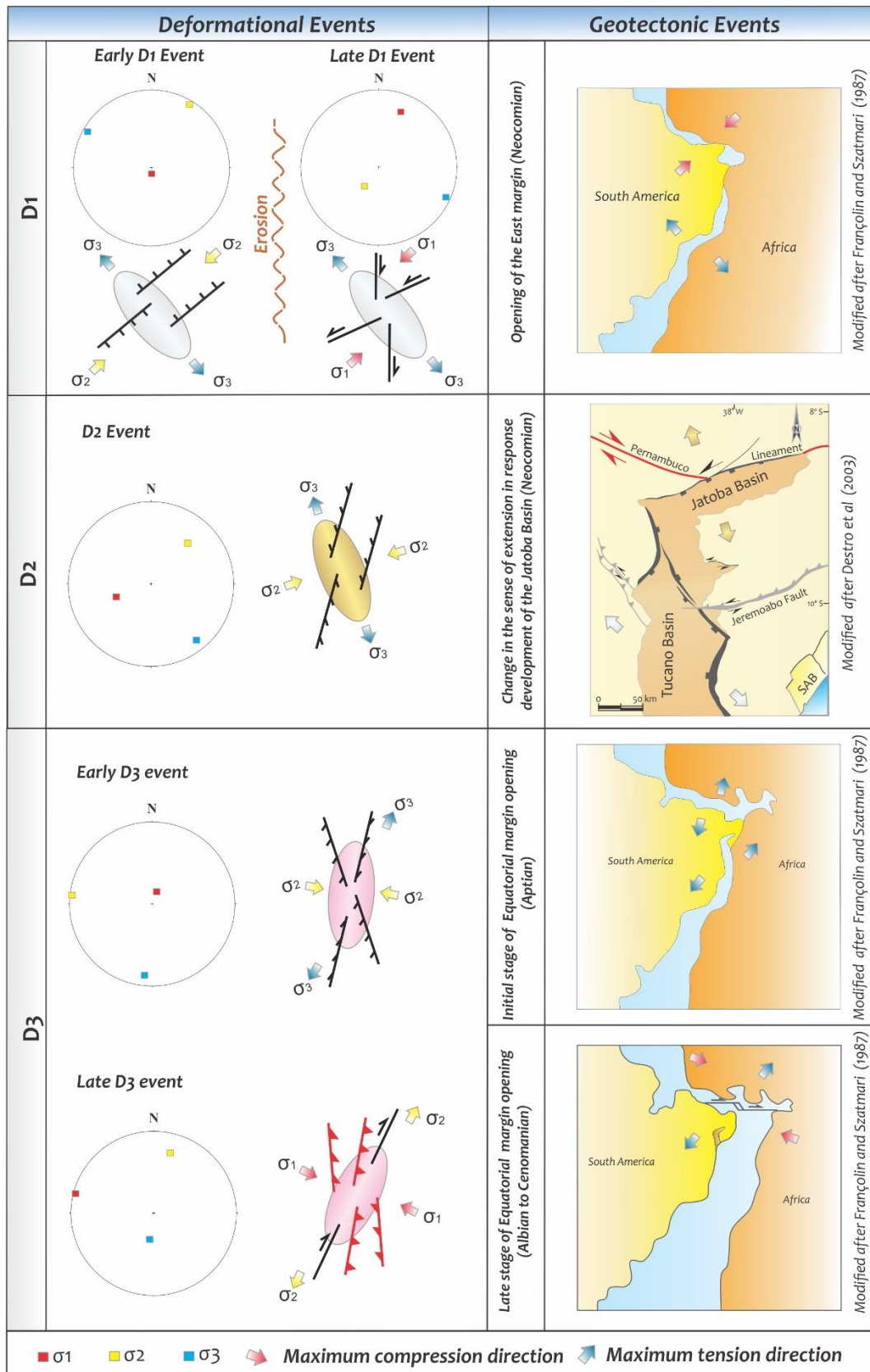


Figure 15: Stress fields active during the deformation events (D₁, D₂, and D₃) that affected the study area and their correlation with tectonic events related to the opening and development of the East and Equatorial Brazilian margins.

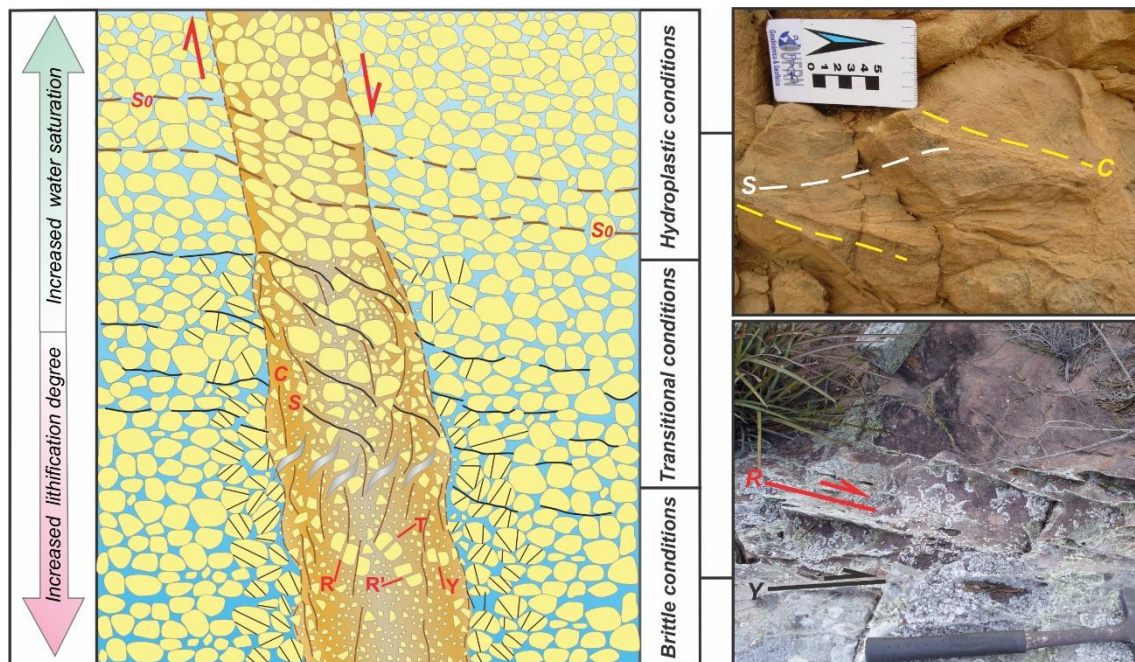


Figure 16: Evolutionary scheme and field examples of the deformation bands in the study area, showing the relationship between Dbs and their deformation mechanisms and burial depths. Dbs with external S-C geometry are more common in structures developed under hydroplastic conditions (shallower depths), while those arranged according to Riedel system develop under brittle (cataclastic) conditions (deeper depths).

Acknowledgment

RSR thanks the Brazilian National Research Council (CNPQ) for the scholarship for his master degree in the Postgraduate Program in Geodynamics and Geophysics of the Federal University of Rio Grande do Norte. Valéria Centurion Córdoba and Marcela Marques Vieira are also acknowledged by the various discussions regarding the petrogenetic characterization of the studied sandstones. We also thanks two anonymous reviewers for their suggestions and constructive comments that improved the quality of the manuscript.

Reference

Araujo Neto, J. M.; Alves da Silva, F. C.; Jardim de Sá, E. F. 2012. Caracterização meso e microscópica de bandas de deformação em arenitos porosos: um exemplo nas tectonossequências Paleozoica, Pré- e Sin-rifte da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista do Instituto de Geociências – USP. Geologia USP, Série Científica*, São Paulo, 12 (1), 8-98.

Aydin, A. 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstone. In: BYERLEE, J. D & WYSS, M. (eds) *Rock Friction and Earthquake Prediction*. Birkhaeuser, Basel, p. 913-930.

Aydin, A and Johnson, A. M. 1978. Development of Faults as Zones of Deformation Bands and as Slip Surfaces in Sandstone. *Paleogeography*, 116: 931-942.

Costa, I.P.; Bueno, G.V.; Milhomem, P.S.; Silva, H.S.L. E; Kosin, M.D. 2007. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15: 445-453.

Costa, P. R. C. 2004. Mapeamento geológico-estrutural da área da Serra do Letreiro, a oeste de Jeremoabo (BA): caracterização da tectônica de falhas do Gráben do Tucano, na escala de um reservatório de hidrocarbonetos. Monografia de Graduação, UFRN, Natal-Rio Grande do Norte, 80 p.

Costa P.R.C.; Jardim de Sá E.F.; Alves da Silva F.C. 2004. Bandas de deformação na região de Jeremoabo (BA), Bacia do Tucano: implicações na compartimentação de reservatórios petrolíferos. 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás - IBP. p. 1-6.

Destro, N.; Alkmin F. F.; Magnavita, L. P.; Szatmari, P. 2003. The Jeremoabo Transpressional Transfer Fault, Reconcavo-Tucano Rift, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 25, 1263-1279.

Ferreira, T. S. and Alves da Silva, F. C. 2005. Microstructural characterization of deformation bands: Insights from sandstones of Potiguar, Sergipe-Alagoas and Tucano basins, Northeast of Brazil. In: SBG. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos/ International Symposium on Tectonics, *Anais*, 10/4, p. 530-532.

Ferreira, T. S. e Alves da Silva, F.C. 2010. Bandas de deformação em arenitos porosos: estudo de casos em bacias do nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18 (2): 207-231.

Fossen, H, and Hesthammer, J. 1997. Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstone. *Journal of Structural Geology*, 19, 1479-1493.

Fossen, H.; Johansen, T. E. S.; Hesthammer, J. and Rotevatn, A. 2005. Fault interaction in porous sandstone and implications for reservoir management; examples from southern Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 89, 1593–1606

Fossen, H. and Bale, A. 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 12, 1685-1700.

Fossen, H.; Schultz, R. A.; Shipton, Z. K. & Mair, K. 2007. Deformation bands in sandstone: a review. *Journal of the Geological Society, London*. 164, 755–769.

Fossen, H.; Soliva, R.; Ballas, G.; Trzaskos, B.; Cavalcante, C. & Schultz, R. A. 2017. A review of deformation bands in reservoir sandstones: geometries, mechanisms, and distribution. Geological Society, London, Special Publications, 459.

Françolin, J.B. L and Szatmari, P. 1987. Mecanismos de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista brasileira de Geociências* 17 (2):196-207.

Kosin, M.D. 2009. O embasamento das bacias Recôncavo, de Tucano e de Jatobá- uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. 17: 89-108.

Magnavita, L. P. 1992. Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil. PhD Thesis, Oxford University.

Magnavita, L. P., Silva, R. R. e Sanches, C. P. 2003. Roteiros geológicos: guia de Campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 13 (2): 301-334.

Mair, K.; Main, I.; Elphyck, S. 2000. Sequential growth of deformation bands in laboratory. *Journal of Structural Geology*, 22: 25-42.

Matos, R.M.D. 1992. The northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, 11 (4): 766-791.

Matos, R.M.D. 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implication for the break-up between Brazil and West Africa. In: Cameron, N.R., Bate, R. H. e Clure, V. S (eds). *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London. special publications, 153: 55-73.

McBride, E. F., 1963. A classification of common sandstones. *Journal Sedimentary Petrology*, 33:664-669.

Medeiros, W. E.; Do Nascimento, A. F.; Alves da Silva, F.C.; Destro, N.; Demétrio, J.G.A. 2009. Evidence of hydraulic connectivity across deformation bands from field pumping tests: Two examples from Tucano Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 32, 1783-1791.

Melo, T.V.N. 2009. Contribuição à geologia das bacias interiores da zona transversal (Betânia, Mirandiba e São José do Belmonte) NE do Brasil. *Relatório de Graduação, UFRN-Natal, Rio Grande do Norte*, 67p.

Morad, S., Ketzer, J.M., and De Ros, L.F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks implications for mass transfer. In: *sedimentary basins: Sedimentology*, 47, 95-120.

Tindall, S.E. 2006. Jointed deformation bands may not compartmentalize reservoirs. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 90, 177-192.

Vasconcellos, L. P. 2003. Falha de transferência de Caritá: O significado tectônico no rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE do Brasil. Dissertação – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais. 64 p.

Capítulo VII

Tópicos adicionais

CAPÍTULO VII

TÓPICOS ADICIONAIS

7.1 - Introdução

Neste capítulo são apresentados dados complementares da pesquisa, não abordados nos capítulos anteriores, com algumas particularidades da caracterização cinemática e deformacional interna às Bds. As observações foram feitas exclusivamente a partir da descrição em escala microscópica dessas estruturas. No final discute-se a importância da disposição geométrica das Bds na migração de fluidos através da rocha hospedeira.

7.2 - Relações entre bandas compactacionais e cataclásticas

As Bds cisalhantes, compactacionais e dilatacionais, embora descritas em diversos ambientes tectônicos, associados a campos deformacionais distintos, podem eventualmente se desenvolver sob o mesmo campo de tensões, como demonstrado a partir dos modelos tectônicos de partição da deformação (Aydin e Johnson, 1983; Rudnicki e Olsson, 1998; Olsson, 1999; Issen e Rudnicki, 2000; Wong *et al.*, 2001; Du Bernard *et al.*, 2002; figura 7.1), e ao longo da terminação curva de bandas cisalhantes (Mollema e Antonellini, 1996, figura 7.1).

Modelos naturais e teóricos mostram que as bandas puramente compactacionais se formam ao longo de planos localizados perpendiculares ao eixo de máxima compressão (Mollema e Antonellini, 1996; Sternlof *et al.*, 2005; Katsman e Aharonov, 2006), relacionado a processos tectônicos (Mollema e Antonellini, 1996; Fossen *et al.*, 2011; Fossen *et al.*, 2015) ou devido à própria carga litosférica (figura 7.1), em decorrência do aumento do grau de compactação (Aydin e Ahmodov, 2009). Esse tipo de Bds comumente ocorre truncando (Eichdubl *et al.*, 2010; Fossen *et al.*, 2011) ou paralelas em baixo ângulo (Aydin e Ahmodov, 2009) com estruturas primárias da rocha hospedeira.

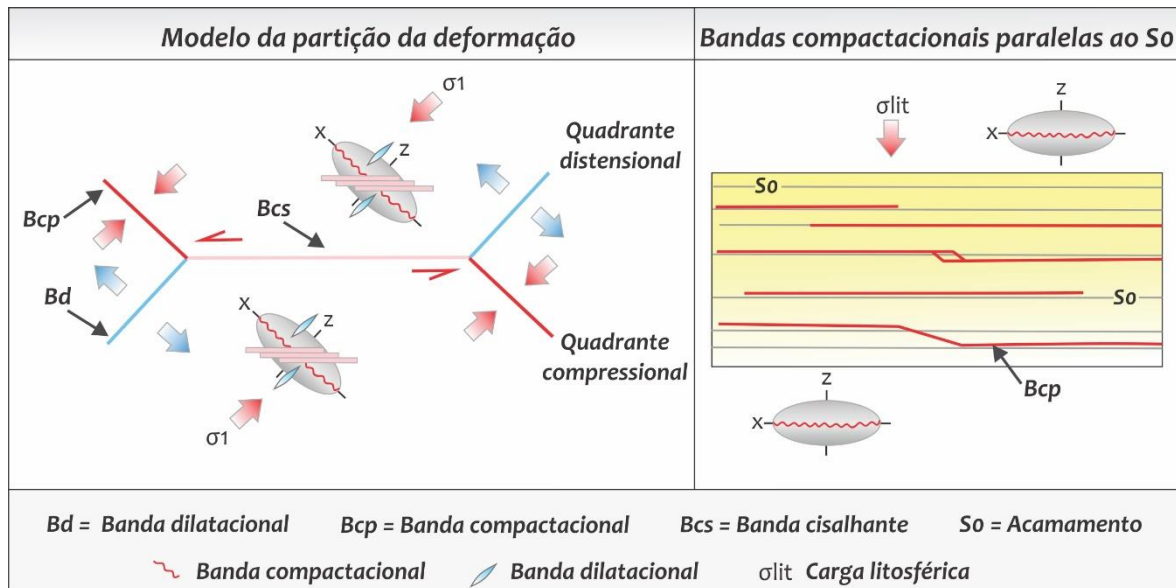


Figura 7.1: Modelos tectônicos do desenvolvimento das Bds. O modelo de partição mostra a formação em conjunto dos três tipos de Bds, sob as mesmas condições tectônicas. Já o de terminação de banda cisalhante, mostra a associação entre esse tipo de Bds e as compactacionais. O último modelo mostra a formação de bandas compactacionais devido a carga litostática.

A ação dos mecanismos deformacionais fluxo granular e o fraturamento intragranular (fluxo cataclástico; Gallagher, 1987; DiGiovanni *et al*, 2007) são os operantes nas bandas compactacionais. Esses são responsáveis pelo rearranjo de grãos levando à redução abrupta das propriedades petrofísicas, tais como permeabilidade e porosidade, em relação a rocha hospedeira.

Na área de estudo, as Bds transcorrente dextrais (NNW-SSE) e sinistrais (NE-SW) com geometria externa tipo par S-C (figura 7.2A) truncam as estruturas prévias da rocha hospedeira e são classificadas na escala microscópica em dois tipos, as compactacionais e as cisalhantes compactacionais.

As bandas compactacionais ocorrem em posição análoga ao plano S, presentes nos milonitos de baixa temperatura em rochas cristalinas, e apresentam redução da porosidade (figura 7.2B), em relação a rocha não deformada. Internamente a essas estruturas, os grãos do arcabouço são arranjados pelo fluxo granular. Por sua vez, as bandas dispostas em posição análoga ao plano C, além da redução da porosidade, apresentam uma intensa cominuição de grãos (figura 7.2C), evidenciando a atuação do mecanismo de fluxo cataclástico.

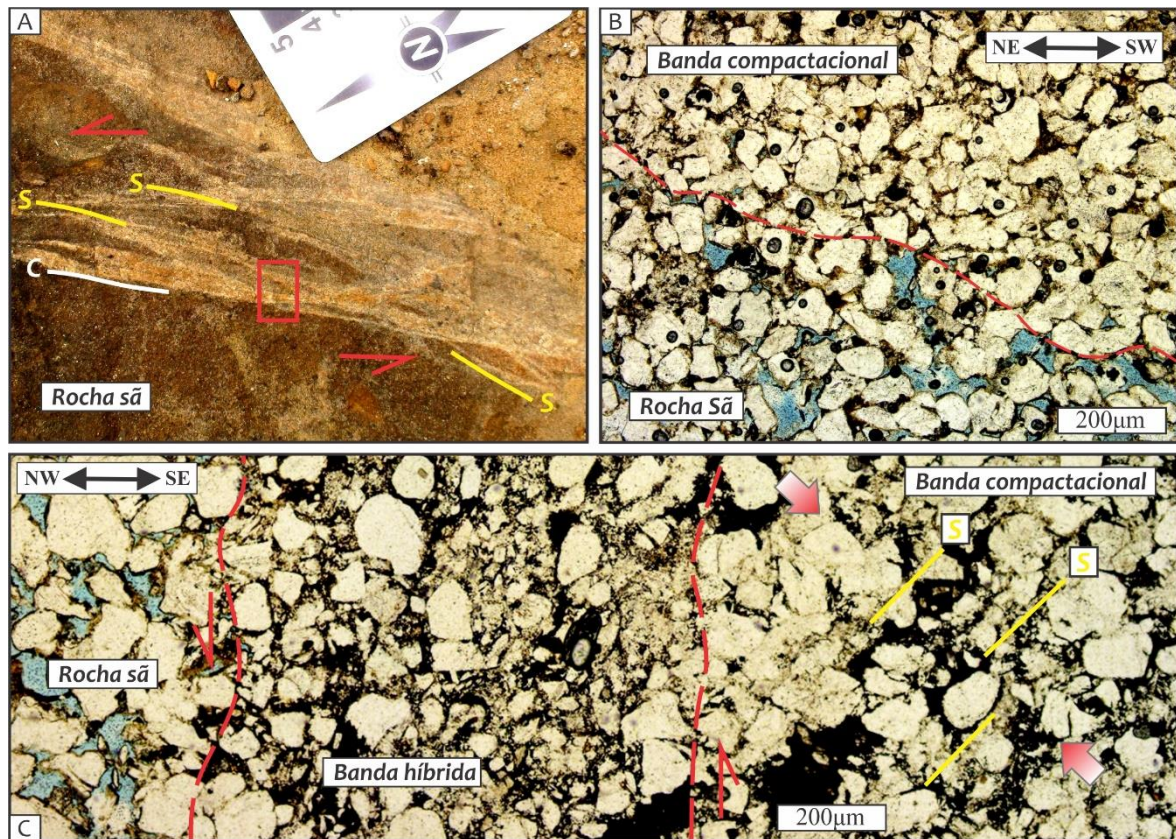


Figura 7.2: Visão mesoscópica de banda cisalhante sinistral NE-SW mostrando o arranjo geométrico análogo ao S-C. B) Fotomicrografia da interface entre o plano S, mostrando o limite da banda compactacional, e da rocha sã evidenciando empacotamento normal. C) Banda híbrida (cataclástica compactacional), materializando o plano C, ao lado de uma zona de intensa compactação (banda compactacional). O retângulo vermelho na imagem A mostra a localização de onde foi feita a lâmina, expressa em visão microscópica na imagem C. As setas vermelhas nessa imagem denotam a direção de encurtamento e as amarelas a orientação do plano S.

Embora sejam formadas por mecanismos deformacionais distintos, essas duas bandas ocorrem geneticamente associadas, tendo se desenvolvido sobre o mesmo campo de tensões. Desse modo, a formação de tais estruturas pode ser interpretada com base no modelo de partição da deformação, onde as bandas compactacionais se desenvolveram perpendicular ao campo de máxima compressão. Descarta-se o modelo da terminação de bandas cisalhantes, pois as Bds compactacionais ocorrem dispostas em arranjo oblíquo às bandas híbridas (figura 7.2A) e não em sua terminação.

7.3 - Variação de *strain* na porção interna das Bds

As Bds com *fabric* interno S-C se desenvolvem em virtude de processos cataclásticos, sendo a deformação cisalhante materializada pela cominuição dos grãos e, quando presentes, pela acumulação de minerais opacos (Labaume e Moretti, 2001). Esses minerais dispõem-se de forma a marcar superfícies de cisalhamento, plano C, ou distribuindo-se obliquamente

a essas, com geometria geralmente sigmoidal, delineando o plano S. As Bds estudadas, que se apresentam com esse *fabric* interno, exibem o plano C bem marcado por uma intensa cataclase dos grãos do arcabouço e por minerais opacos/cimento ferruginoso orientados segundo o fluxo da deformação, os quais marcam a zona de máximo *strain* (figura 7.3). Por sua vez, o plano S é materializado por grãos alinhados/reorientados, e, subordinadamente, minerais opacos/cimento ferruginoso arranjados em obliquidade em relação ao plano C (figura 6.3). Ao longo desse plano não se nota cataclase, apenas a compactação dos grãos o que resultou na redução da porosidade que nessa zona chega quase a zero.

Apesar de serem descritas como estruturas de *strain* localizado de modo homogêneo (Aydin, 1978; Aydin e Johnson, 1978), nas Bds com estruturação S/C, onde os grãos que definem o plano S são progressivamente rotacionados/alinhados, chegando a se paralelizar em direção à zona de máximo *strain*, o plano C (figura 7.3), tem-se uma variação na intensidade do *strain*. Relação análoga observa-se nas zonas de cisalhamento em regime deformacional dúctil. Assim, nota-se que embora desenvolvidas em regime frágil/hidroplástico em baixas temperaturas, as Bds podem apresentar arranjo interno análogo àquele desenvolvido nas zonas de cisalhamento encontradas em rochas cristalinas, sendo esse processo favorecido, no caso dos arenitos porosos, pela presença de fluido no sistema.

7.4 - *Clusters e singles* em escala microscópica

Na escala microscópica as Bds podem apresentar uma estruturação em zonas distintas, devido a variação da intensidade da deformação. Comumente é possível distinguir um núcleo ou zona interna e zonas externas, ou seja, regiões com maior e menor concentração da deformação, respectivamente.

Embora em escala mesoscópica as Bds apresentem hierarquia tipo *clusters*, na escala microscópica a deformação ocorre de modo distribuído, podendo favorecer a nucleação de diversas núcleos e zonas externas que representam estreitas bandas do tipo *singles* (figura 7.4). Adicionalmente, nota-se que essas “*microsingles*” apresentam intensidade de deformação distintas, algumas demonstram intensa cataclase, resultando na formação de matriz tectônica, enquanto que outras mostram apenas um intenso fraturamento.

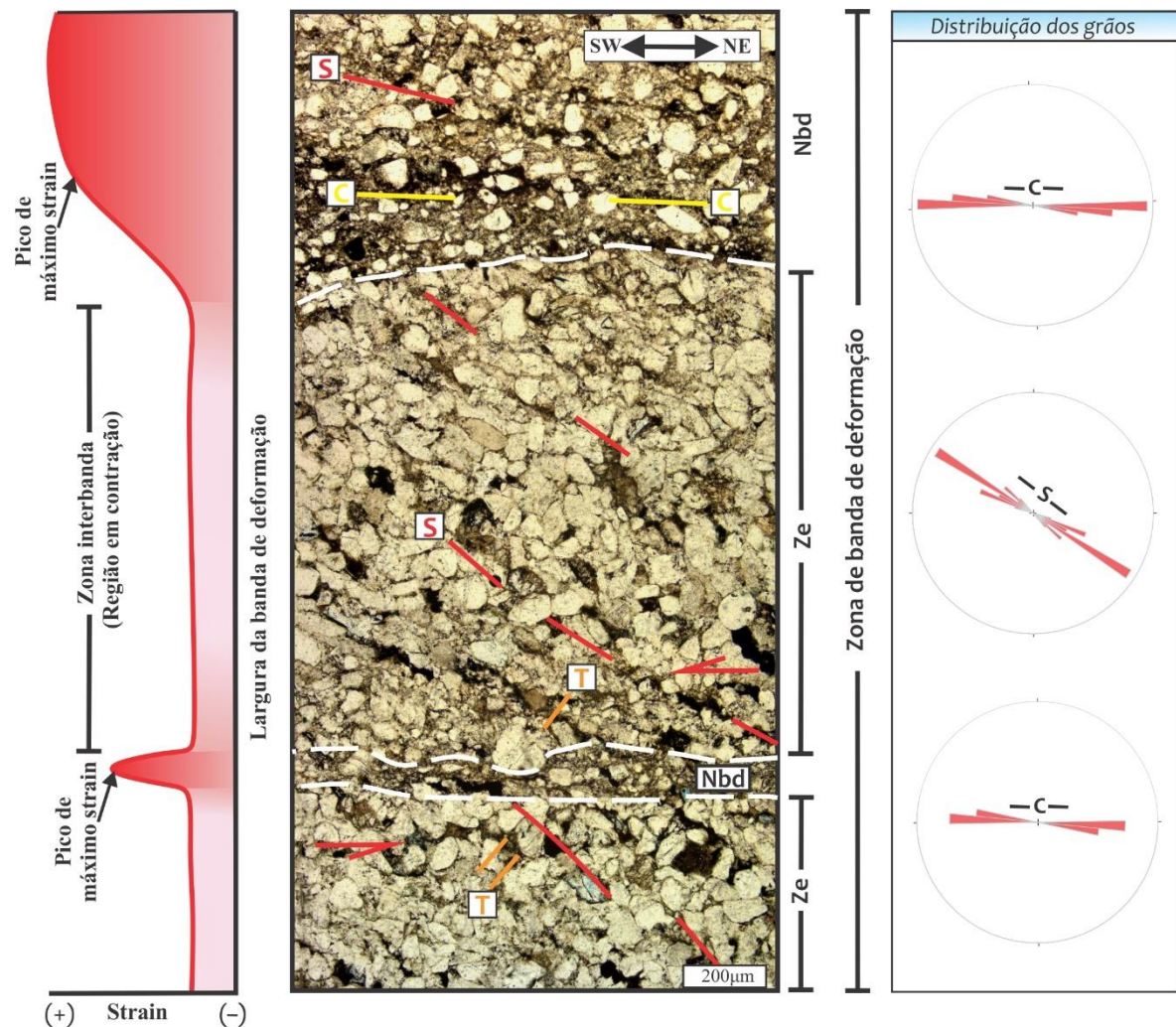


Figura 7.3: Fotomicrografia mostrando a estruturação interna de Bds sinistrais (NE-SW). As zonas de máximo *strain* são caracterizadas por uma intensa cataclase e reorientação dos grãos do arcabouço (plano C). A região interbanda exibe grãos reorientados mostrando intensa compactação, e dispendo-se obliquamente ao plano C. O alinhamento dos grãos nessa região demonstra orientação consistente ao plano S. Nbd = Núcleo da banda de deformação; Ze = Zona externa.

Deste modo ressalta-se que, assim como em escala mesoscópica, as bandas tipo *clusters* microscopicamente são constituídas por “*microsingles*” que podem se desenvolver em virtude de diferentes intensidades de *strain* (figura 7.4). Esse fato evidencia uma relação fractal nessas estruturas.

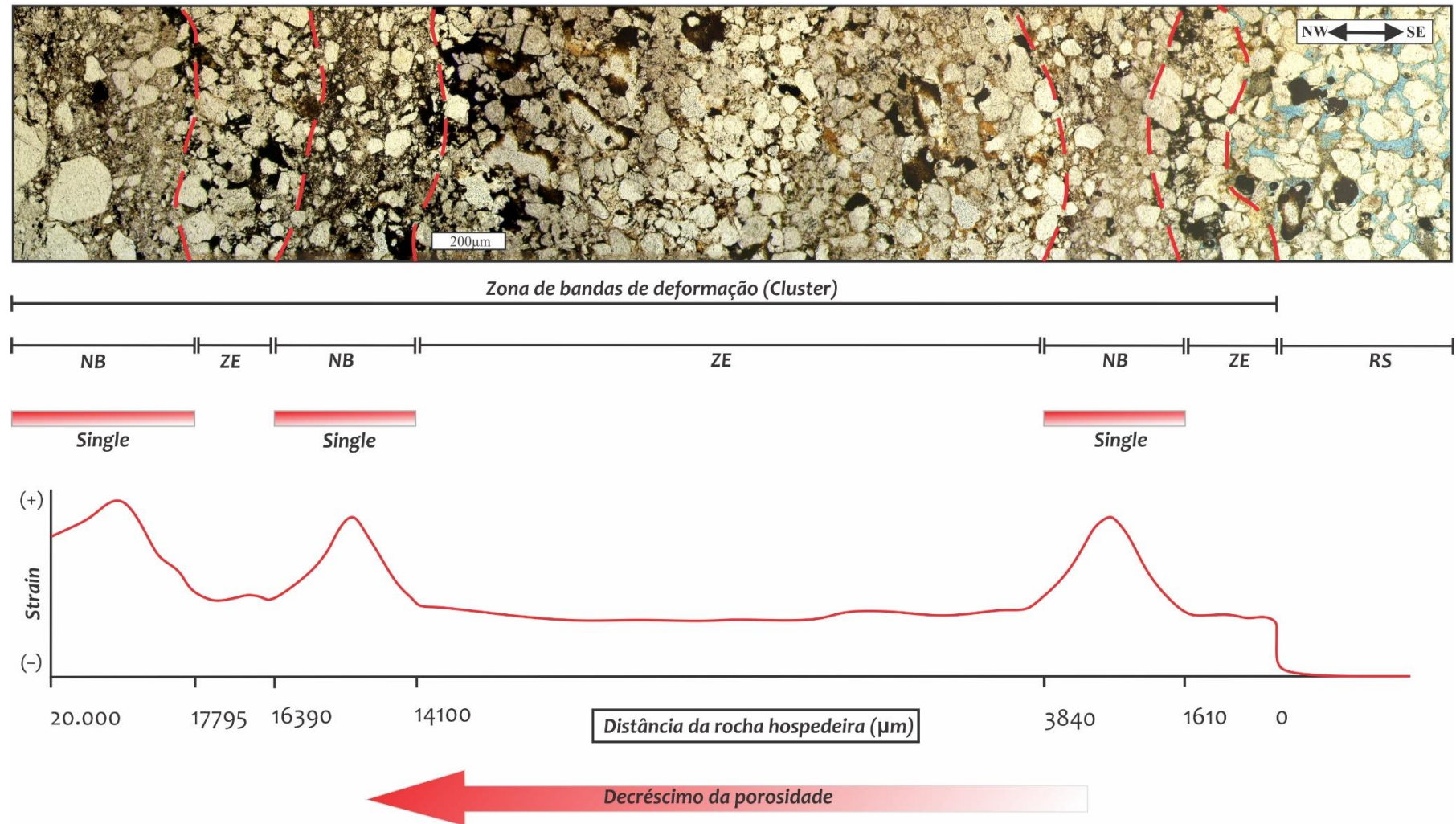


Figura 7.4: Visão em escala microscópica de uma banda *cluster* (Zona de banda de deformação), a qual apresenta-se composta por diversas bandas *singles*). Nota-se que essas estruturas apresentam níveis distintos de cataclase, reflexo da intensidade da deformação. O gráfico mostra de maneira esquemática, a intensidade da deformação em seção transversal ao *cluster*, ressaltando a relação entre a intensidade da deformação e a presença de bandas *singles*. NB = Núcleo da banda de deformação, ZE = Zona externa, RS = Rocha sã.

7.5 - Bandas com geometria excepcional

Em uma das seções delgadas descritas observou-se interna a Bds, mesmo em escala mesoscópica (figura 7.5), a existência de microdobras expressas através de alinhamento de clastos e minerais opacos, que ocorrem dispostos em faixas (figura 7.5) retratando, possivelmente, o acamamento (S_0) da rocha hospedeira.

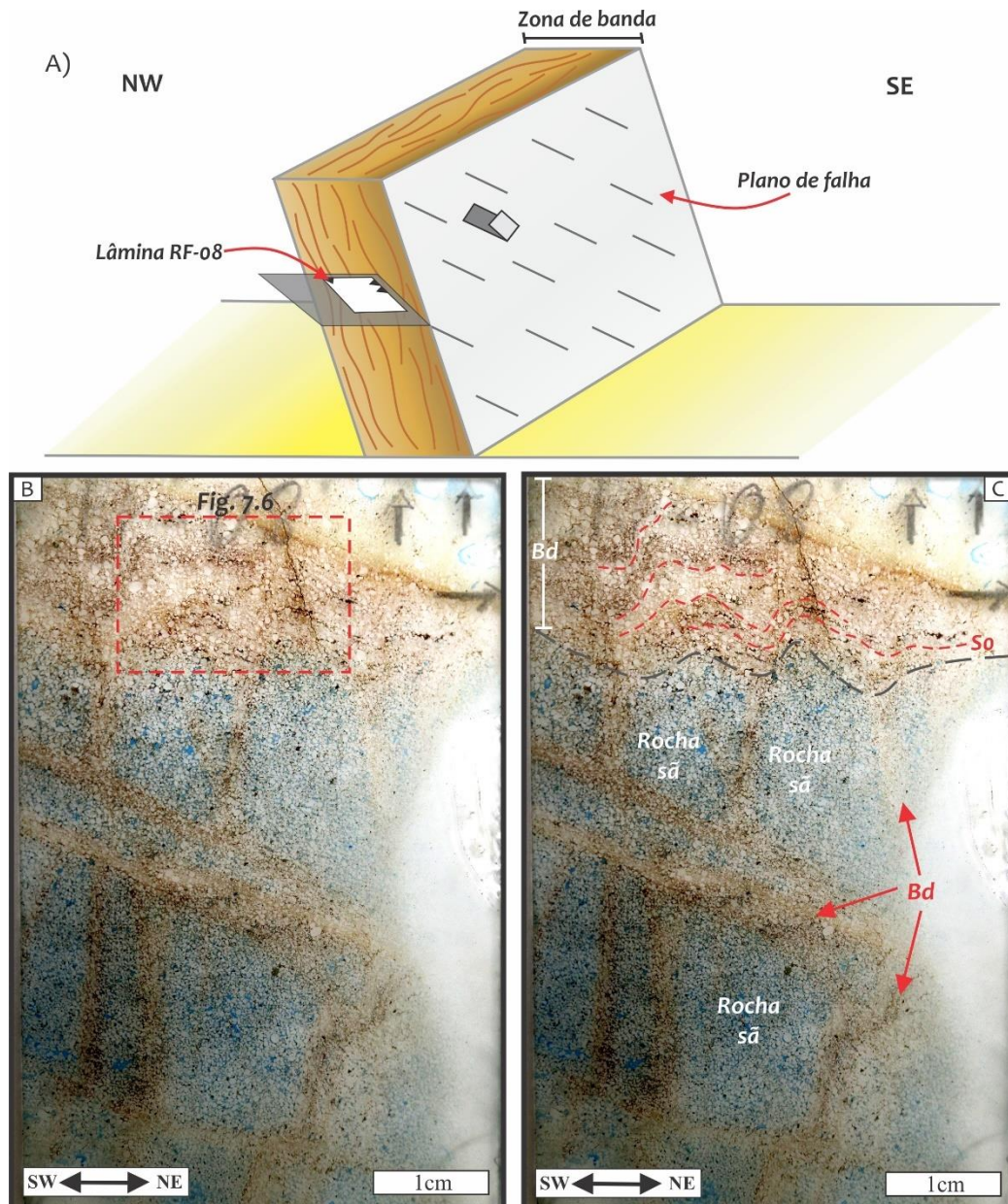


Figura 7.5: A) Sketch mostrando a localização de onde a amostra foi adquirida e posteriormente a lâmina RF-08 foi confeccionada. (B) e (C) Fotografias da seção delgada vista macroscopicamente (a olho nú), sem e com interpretação das estruturas. Observa-se a presença de dobras porção superior das fotos Bd = Banda de deformação; S_0 = acamamento.

Essas Bds têm ocorrência localizada, aparecendo na zona de interação entre os *sets* de falhas normais obliquas e transcorrentes, ou seja, uma zona de deformação complexa. Esse tipo de Bds exibe uma geometria incomum, curva/dobrada, seguindo o arranjo das microdobras do acamamento (figuras 7.5C, 7.6A e B), que se mostram de modo desarmônico, originadas provavelmente em condições pré-a-sin-litificação ou sin-a-pós-litificação, podendo ter sua formação ligada a processos sedimentares (dobras convolutas ou *slump*) ou tectônicos.

O arranjo espacial dessas microdobras sugere uma compressão/encurtamento SSW-NNE, que teria promovido o rearranjo dos grãos e de minerais opacos/cimento ferruginoso, que definem o S_0 (figura 7.6D).

O fluxo cataclástico mostra-se como o principal mecanismo deformacional responsável pela geração dessa Bds (figura 7.6C). Esse expressa-se pela cominuição dos grãos do arcabouço (figura 7.6C), conjunta a uma expressiva compactação, ocorrendo de modo subordinado o mecanismo de fluxo granular (rotação e deslizamento friccional).

O real entendimento da formação destas bandas (atectônica, tectônica, sua relação com a litificação da rocha, etc.) requer estudos adicionais. No momento duas hipóteses podem ser levantadas: i) caso a formação dessa estrutura tenha se dado em regime pre-a-sin litificação, as microdobras representariam estruturas primárias (tipo dobras convolutas ou *slump*) que posteriormente foram sujeitas a deformação cataclástica; ii) se as Bds se formaram sin a pós-litificação, a deformação teria ocorrido em regime transicional (hidroplástico/frágil), estado em que a rocha ainda apresentava quantidade razoável de fluidos, proporcionando a formação das microdobras e a atuação da cataclase.

Essas bandas são afetadas por bandas cataclásticas compactacionais (pós-litificação), mais jovens. É possível observar, em alguns casos, o S_0 , que delinea as microdobras, exibindo feições de arrasto (figura 7.6C) ao longo dos limites das bandas mais jovens.

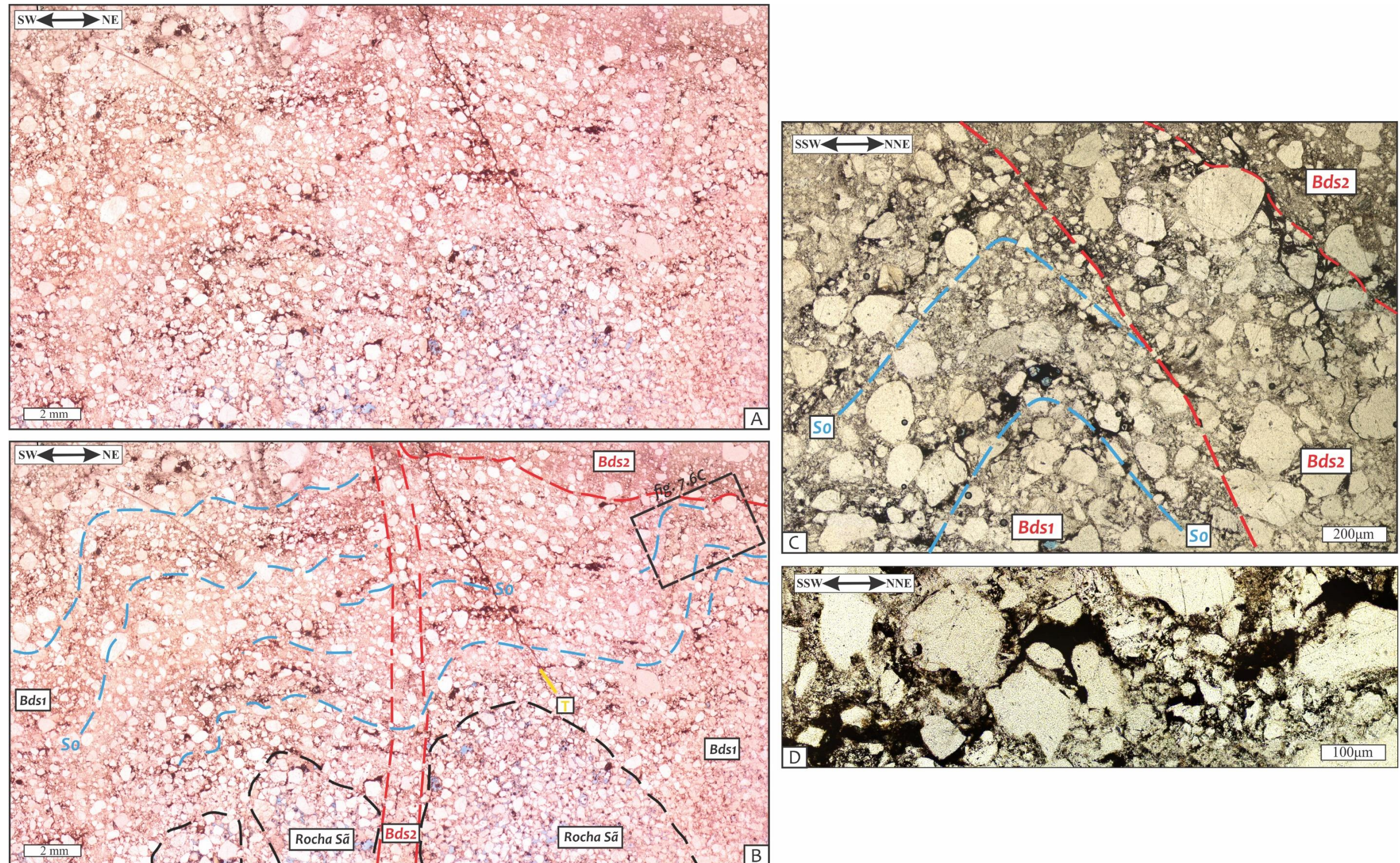


Figura 7.6: Fotomicrografia mostrando a presença de dobras internas às Bds. A) sem interpretação e B) com a interpretação. C) Detalhe da figura (B) revelando que a banda apresenta características cataclástica-compactacional (banda hídrida), além de mostrar sua geometria dobrada. D) Microdobras marcadas por cimento ferruginoso/minerais opacos. S_0 = Acamamento (linha tracejada na cor azul). As linhas tracejadas em preto e vermelho indicam, respectivamente, o limite entre a rocha hospedeira e a Bds, e Bds cataclásticas mais jovens. O índice 1 e 2 junto a Bds refere-se à relação cronológica de formação dessas estruturas

7.6 - Arranjo geométrico das bandas de deformação em relação ao *bulk strain*, e sua implicação no fluxo do fluido.

As Bds podem exhibir externamente configurações geométricas análogas às zonas de cisalhamento, formadas em reposta à partição da deformação. Nesse caso, as zonas de cisalhamento mostram-se constituídas por um conjunto de zonas de cisalhamento menores, as quais dispõem-se de modo não paralelas, separadas entre si através de zonas losangulares/ortorrômbricas da rocha pouco deformada (Carreras *et al.*, 2013). Esse conjunto de zonas de cisalhamento pode tridimensionalmente exhibir uma configuração ortorrômbrica simétrica ou assimétrica, refletindo o *bulk strain* desenvolvido em virtude de uma deformação coaxial ou não-coaxial, respectivamente (Choukroune e Gapais, 1983; Gapais *et al.*, 1987; Tikoff *et al.*, 2013; Fossen *et al.*, 2017). As regiões pouco deformadas (*pod*s) apresentam-se como lentes alongadas, achatadas ou a integração desses dois tipos refletindo um *bulk strain*.

As Bds/clusters com geometria anastomosada mostram similaridades às desenvolvidas nas zonas de cisalhamento. Associadas geneticamente a falhas normais, as Bds exibem internamente *pod*s da rocha hospedeira que podem, eventualmente, mostrar formas losangulares (figura 7.7A) a retangulares. Por outro lado, as Bds associadas a falhas transcorrentes apresentam com frequência *pod*s amendoados (figuras 7.7B e C) e “estirados”. Nessa dissertação o termo “pod” é usado com sentido geométrico, de determinado volume de rocha não/pouco deformado.

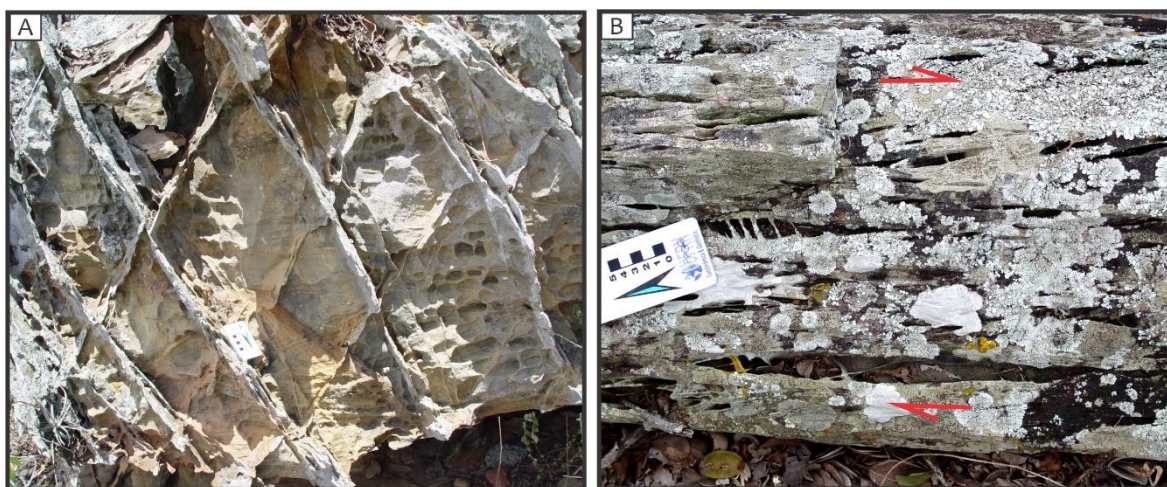


Figura 7.7: Exemplos de bandas de deformação exibindo a presença de *pod*s (regiões de arenitos pouco deformados conservando a porosidade original e assim favoráveis a circulação de fluidos). A) *Cluster* exibindo *pod*s internos alongados na seção de movimento de bandas associadas a falhas normais. B) *Pod*s associados a falhas transcorrentes.

Nota-se que a estrutura podiforme se desenvolve mais notadamente ao longo da seção de movimento dessas estruturas (XZ), embora também ocorram na seção XY, de modo menos expressivo. Em ambos os casos, os *pods* dispendo-se de modo alongado, paralelos ao fluxo da deformação, exibem eixo de maior dimensão ao longo do eixo Y/ σ_2 do campo de tensões (figura 7.8).

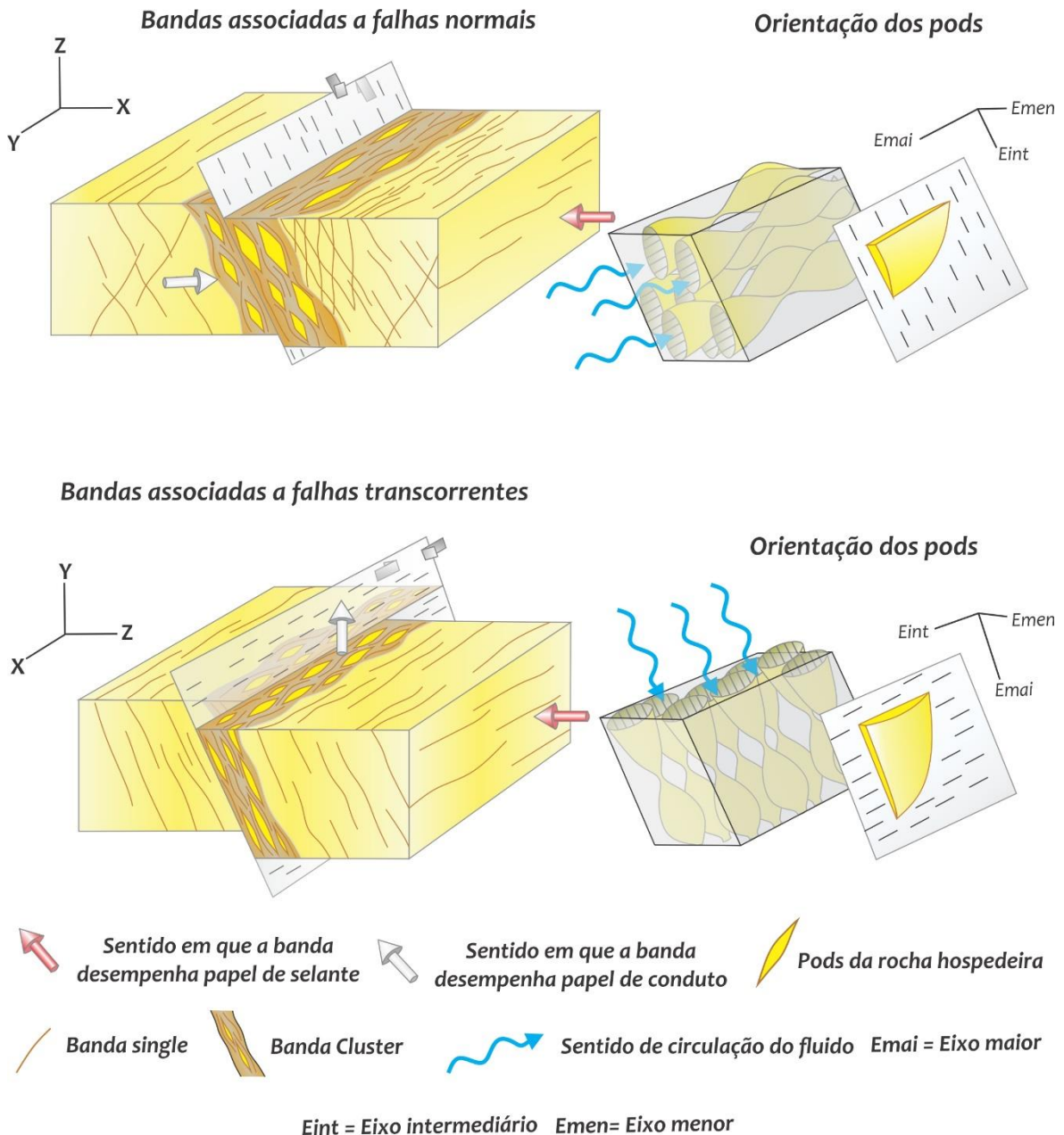


Figura 7.8: *Sketch* mostrando a disposição geométrica de bandas de deformação associadas geneticamente a falhas normais e a falhas transcorrentes. A orientação dos *pods* internos a zona de Bds (regiões não ou pouco deformadas apresentando maior porosidade) pode influenciar na direção de migração de fluidos.

A relação espacial entre essas estruturas e o desenvolvimento das falhas, associadas geneticamente às Bds, mostram que seu eixo maior sempre se apresenta em alto ângulo com relação as estrias dos planos de falhas (figuras 7.8), ou seja, perpendicular à seção XZ.

Assim, além da caracterização quanto aos mecanismos deformacionais, o entendimento de como ocorre a distribuição do *strain* e disposição geométrica do conjunto de Bds pode influenciar na circulação/migração de fluido através da rocha porosa (figura 7.8). A cinemática das falhas também tem parece ter papel importante na determinação da anisotropia favorável a migração de fluido (Alves da Silva *et al.*, 2007). Locais onde predominam conjuntos de Bds anastomosadas/losangulares associadas geneticamente a falhas transcorrentes, o fluido (hidrocarboneto e/ou água) apresentará maior facilidade para migrar verticalmente, ou seja, em alto ângulo com a estria, já que é nessa orientação que ocorre o desenvolvimento de estruturas podiformes de maiores dimensões, as quais podem exercer a função de conduto. No caso das Bds associadas às falhas normais, a migração tenderá a ser maior no sentido sub-horizontal, perpendicularmente à estria do plano de falha.

Capítulo VIII

Conclusões

CAPÍTULO VIII

CONCLUSÕES

O estudo estrutural multiescalar realizado na região limítrofe entre as sub-bacias Tucano Norte e Central (Arco Vaza-Barris), mais especificamente entre os distritos de Bananeiras e Água Branca, Jeremoabo - Bahia, revelou que essa área se apresenta afetada por enxames de Bds (Bandas de deformação) e falhas geneticamente associadas, desenvolvidas nas unidades siliciclásticas (quartzoarenitos e subarcóseos) do Grupo Ilhas, indiviso na área em questão.

Expressivos fotolineamentos, alguns com dimensões de dezenas de quilômetros, são facilmente demarcados nos produtos de sensores remotos (imagem de satélite Landsat 7-sensor ETM+ banda 8; Imagem de Radar-Banda X; fotografias aéreas coloridas em escala de 1: 1,5). Esses fotolineamentos ocorrem de modo contínuo ou segmentados (principalmente as estruturas maiores), ressaltando-se na topografia como cristas elevadas, dada sua resistência aos processos erosivos, foram observados fotolineamentos ao longo de três *trends* principais, NE-SW, NNW-SSE e E-W.

Em escala macroscópica, esses fotolineamentos são representados principalmente por falhas, com diversas cinemáticas; bandas de deformação associadas a estas últimas ocorrem de modo individual (*singles*) e/ou em aglomerados (*clusters*), exibindo, quando presentes, superfícies de deslocamento com rejeitos decimétricos. Em alguns casos nota-se que, com o aumento da deformação, os planos das *clusters* vão adquirindo rejeitos de maiores magnitudes resultando na formação de falhas, sendo esse o modelo genético/evolutivo interpretado para a maioria dessas estruturas presentes na área estudada.

Geometricamente as Bds ocorrem como estruturas planares a curvilineares em sua grande maioria, apresentando os mesmos *trends* principais dos fotolineamentos acima descritos. Todavia, bandas em forma de olho, rampa, ou com arranjo externo condizente com as fraturas cisalhantes de *Riedel*, ou com par S-C, análogo aos presentes em milonitos, também são observados. Esse último tipo é restrito às Bds desenvolvidas em condições “hidroplásticas”.

Um expressivo binômio transcorrente representado por bandas conjugadas, sendo as dextrais NNW-SSE e sinistrais NE-SW, é encontrado na região, além da ocorrência de

bandas com rejeitos normais. Em ambos os casos, essas estruturas ocorrem associadas a falhas.

Trabalhos prévios (Ferreira e Alves da Silva, 2005; Araújo Neto, 2011; Araújo Neto, 2012, entre outros) destacam a importância dos parâmetros petrofísicos (granulometria, selecionamento, e/ou grau de litificação/cimentação) da rocha hospedeira na nucleação das Bds. Dentre esses parâmetros, o grau de litificação exerce papel preponderante no tipo de mecanismo deformacional atuante, uma vez que afeta as propriedades geomecânicas da rocha hospedeira, promovendo maior ou menor coesão na rocha.

As Bds estudadas se desenvolveram sob graus de litificação distintos, o que implica em diferentes graus de soterramento. Elas foram formadas durante todos os estágios de litificação (pré- a sin-, sin- a pós-, e pós-litificação). A análise petrogenética das unidades afetadas por essas estruturas revelou que a deformação atuou principalmente em condições mesodiagenéticas rasas, que ocorrem em profundidades entre 2 a 3 km (Morad *et al.*, 2000).

As Bds originadas em regime pré a sin-litificação apresentam como principal mecanismo deformacional o fluxo granular, o qual promoveu a rotação e reorientação dos grãos do arcabouço da rocha hospedeira e um incipiente fraturamento, devido ao aumento gradual do grau de compactação. Essas condições sugerem uma rocha saturada em água submetida a uma deformação que, por estas condições, é denominada “hidroplástica”, possibilitando a formação de estruturas tipo arrasto, e sigmoidais demarcadas por *pods* da rocha porosa, análogas às identificadas em milonitos. Assim, esse tipo de banda foi cinematicamente classificado no campo das compactacionais.

As Bds nucleadas em condições transicionais (hidroplásticas/frágeis) são caracterizadas por apresentarem internamente grãos com diversos graus de cataclase. Em alguns casos, quando a deformação foi muito intensa, observa-se a formação de uma matriz tectônica na zona mais interna das Bds. Adicionalmente, também ocorre o desenvolvimento de um *fabric* interno tipo S-C delineado por grãos cominuídos, minerais opacos e/ou cimento ferruginoso, além de fraturas sigmoidais preenchidas por opacos. Clastos com geometria sigmoidal e minerais opacos com arranjo em “chifre” apresentam-se de modo subordinado, demonstrando cinemática compatível com o fluxo da deformação.

Em condições pós-litificação as bandas, em sua grande maioria, não apresentam estruturação interna, mas quando presente é observável fraturas em disposição condizente com as fraturas cisalhantes ou distensionais de *Riedel*, sendo as dos tipos T, P, R e R’ as mais comuns.

Tanto em condições sin- como pós-litificação, observa-se uma redução abrupta da porosidade das Bds em relação à rocha sã. Além de caráter cataclástico, essas Bds apresentam um notório componente de compactação, sendo assim classificadas como compactacionais cisalhantes ou bandas híbridas.

A complexidade evolutiva da área é ressaltada quando se analisa os dados estruturais das falhas que, em diferentes *sets* e momentos deformacionais exibem movimentação variando de normal, normal oblíqua, transcorrente, reversa e reversa oblíqua, ligadas a eventos distintos.

As falhas NE-SW normais *sensu stricto*, as estruturas mais expressivas na área, são parcialmente afetadas pelo binômio transcorrente dextral (NNW-SSE) e sinistral (NE-SW). Esse conjunto de estruturas caracterizam o evento deformacional mais antigo (D_1) imposto por um campo distensional NW-SE. A permuta entre os eixos σ_1 e σ_2 , durante esse evento deformacional (figura 8.1), permitiu sugerir a sua divisão em dois lapsos de tempo, um precoce (D_{1p}), onde o campo de esforços permitiu a geração das falhas normais, e outro tardio (D_{1t}), reinante durante a formação do binômio transcorrente.

As falhas normais do evento D_1 foram afetadas/reativadas por falhas normais oblíquas NNE-SSW durante o evento D_2 , quando perdurou um campo distensional NNW-SSE (figura 8.1). Um terceiro evento tectônico (D_3) é marcado pelo estabelecimento de um novo campo de tensão, inicialmente mostrando uma distensão NE-SW, gerando as falhas normais oblíquas (D_{1p}) e mais tardiamente, uma contração NW-SE, responsáveis por um conjunto, de ocorrência mais restrita, de falhas transcorrentes dextrais e reversas (*sensu stricto*) e reversas oblíquas (D_{1t}) (figura 8.1).

Esses eventos deformacionais refletem eventos tectônicos/geotectônicos que afetaram a Plataforma Sul-americana durante a instalação e configuração das bacias das margens Leste e Equatorial Brasileira. O campo de tensões registrado no evento D_1 , na área estudada, apresenta uma pertinente correspondência com o campo distensional de idade Neocomiana responsável pela estruturação do rifte abortado Recôncavo-Tucano-Jatobá e das bacias interiores do Nordeste (figura 8.1). A existência das fases precoce e tardia, nesse evento, possivelmente estão relacionadas a uma importante discordância de caráter regional que afetou todo o rifte abortado (Magnavita *et al.*, 2003), promovendo a mudança dos eixos de *strain*.

O evento D_2 mostra correlação com o campo de tensões que promoveu desenvolvimento da Bacia de Jatobá, a qual tem sua nucleação associada a uma distensão

NNW-SSE (figura 8.1), refletindo uma rotação de sentido horário em relação ao campo responsável pela instalação das bacias de Tucano e Recôncavo (Magnavita, 1992; Destro *et al.*, 2003). Quanto ao evento D₃, pelo menos a sua fase precoce mostra ser o reflexo da distensão NNE-SSW que desencadeou a abertura da Margem Equatorial durante o Aptiano (figura 8.1). A caracterização da fase tardia desse evento (D_{3t}) ainda se ressent de uma maior robustez do banco de dados, todavia a mesma apresenta correspondência com o campo distensional Albo-Cenomaniano atuante durante o desenvolvimento da Margem Equatorial (figura 8.1), embora possibilidade de estar relacionado a um evento de caráter localizado não possa ser de todo descartada.

Além de sua importância quanto ao fornecimento de dados para a elucidação da evolução tectônica de determinada área, o estudo das Bds em reservatórios análogos de hidrocarbonetos, caso da área estudada (se tomarmos os arenitos porosos do Grupo Ilhas como rochas reservatórios), é de suma importância para entender como essas estruturas podem influenciar em sua compartimentação, conforme demonstrado por Medeiros *et al.*, 2010. Devido ao caráter subsísmico destas estruturas elas não são imageáveis na sísmica convencional, mas podem influenciar na migração de fluido. A análise dessas estruturas mostrou que as Bds, na área em questão, exibem importante componente selante, em virtude de serem principalmente do tipo cataclásticas compactacionais, embora casos isolados de bandas exclusivamente compactacionais também ocorram. A geometria e interação entre essas estruturas podem permitir a passagem de fluidos, mesmo que de forma lenta. A migração desses pode ser dependente da estruturação interna das bandas, que em alguns casos apresentam pequenos sítios ou alvéolos (condutos favoráveis a migração) cuja orientação depende do tipo de deslocamento associado.

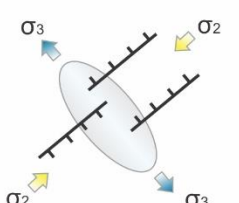
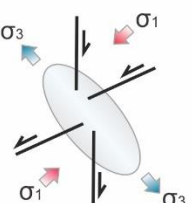

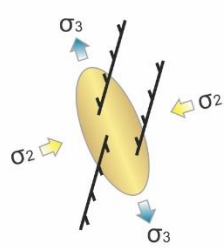

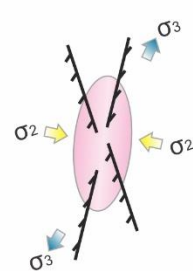
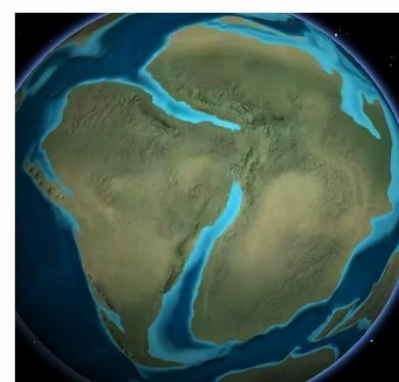
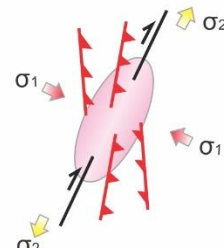

Eventos deformacionais		Contexto geotectônico	
D1	<p>Evento D1 precoce</p>  <p>Evento D1 tardio</p> 	Abertura da margem leste (Neocomiano)	
	<p>Evento D2</p> 	Desenvolvimento da Bacia de Jatobá, mudança no campo distensão para NNW-SSE (Neocomiano)	
D3	<p>Evento D3 precoce</p> 	Estágio inicial de abertura da margem equatorial (Aptiano)	
	<p>Evento D3 tardio</p> 	Estágio tardio da abertura margem equatorial (Albiano a Cenomaniano)	

Figura 8.1: Correlação estrutural entre os eventos deformacionais que afetaram a área e os tectônicos/geotectônicos responsáveis pelo desenvolvimento das margens Leste e Equatorial Brasileira (Reconstrução paleogeográfica feita a partir do programa *Earth viewer*).

Capítulo IX

Referências Bibliográficas

CAPÍTULO XI

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A

Aguiar, G. A.; Mato, L. F. 1990. Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos nas bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia, Brasil. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 36., 1990, Natal. *Anais*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, **1**: 157-170.

Agosta, F.; Alessandroni, M.; Tondi, E.; Aydin, A. 2010. Oblique normal faulting along the northern edge of the Majella Anticline, central Italy: Inferences on hydrocarbon migration and accumulation. *Journal of Structural Geology*, **32**: 1317-1333.

Ahlgren, S. G. 2001. A nucleation and evolution of Riedel Shear Zones as deformation bands in porous sandstone. *Journal of Structural Geology*, **23**: 1203-1214.

Alves da Silva, F. C.; Ferreira, T. S.; Costa, P.R.C.; Guedes, I. M. G.; Jardim de Sá, E. F. 2005. Aspectos microestruturais, geometria e mecanismos de deformação de bandas de deformação e fraturas em arenitos porosos da Bacia do Tucano (BA): Influência na circulação de fluidos. *In: SBG. Simpósio de Geologia do Nordeste. Resumos*, **21**: 194-198.

Alves da Silva, F. C.; Jardim de Sá, E. F.; Miranda, H. C. B.; Medeiros, W. E.; Nascimento, A.; Ferreira, T. S. 2007. What is the real role played by deformation bands in porous sandstone during fluid flow? Insights from the Tucano Basin, NE Brazil. *In: SBG. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos/ International Symposium on Tectonics, Resumos*, 11/55, p. 320.

Antonellini, M. A., Aydin, A. and Pollard, D. D. 1994. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *Journal of Structural Geology* **16**: 941-959.

Antonellini, M., Petracchini, L., Billi, A. e Scrocca, D. 2014. First reported occurrence of deformation bands in a platform limestone, the Jurassic Calcare Massiccio Fm. northern Apennines, Italy. *Tectonophysics*, **628**: 84-102.

Antonellini, M. e Mollema, P. N. 2015. Polygonal deformation bands. *Journal of Structural Geology*, **81**: 45-58.

Araújo Neto, J. M.; Alves da Silva, F. C.; Jardim de Sá, E. F. 2012. Caracterização meso e microscópica de bandas de deformação em arenitos porosos: um exemplo nas tectonossequências Paleozoica, Pré- e Sin-rifte da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista do Instituto de Geociências – USP. Geologia USP, Série Científica*, São Paulo, **12** (1): 8-98.

Aydin, A. 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstone. In: BYERLEE, J. D. & WYSS, M. (eds.). *Rock Friction and Earthquake Prediction*. Birkhaeuser, Basel, p. 913-930.

Aydin, A. e Johnson, A. M. 1978. Development of Faults as Zones of Deformation Bands and as Slip Surfaces in Sandstone. *Paleogeographic*, **116**: 931-942.

Aydin, A. & Johnson, A. M., 1983. Analysis of faulting in porous sandstones, *Journal of Structural Geology*, **5** (1): 19-31.

Aydin, A.; Borja, R. I. and Eichhubl, P. 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. *Journal of Structural Geology*, **28**: 83–98.

Aydin, A. e Ahmadov, R. 2009. Bed-parallel compaction bands in aeolian sandstone: Their identification, characterization and implications. *Tectonophysics*, **479**: 277-284.

Awdal, A.; Healy, D. e Alsop, G. I. 2014. Geometrical analysis of deformation band lozenges and their scaling relationships to fault lenses. *Journal of Structural Geology*, **66**: 11-23.

B

Brandes, C. e Tanner, D. 2012. Three-dimensional geometry and fabric of shear deformation-bands in unconsolidated Pleistocene sediments. *Tectonophysics* **518-521**: 84–92.

Busch, B.; Hilgers, C.; Gronen, L. e Adelman, D. 2017. Cementation and structural diagenesis of fluvio-aeolian Rotliegend sandstones, northern England. *Journal of the Geological Society*, **1**: 1-14.

C

Caine, J.S., Evans, J.P., and Forster, C.B., 1996, Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, **24**: 1025–1028.

Caixeta, J. M.; Bueno, G. V.; Magnavita, L. V.; Feijó, F. J. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. 1994. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, **8** (1): 163-172.

Carreras, J., Cosgrove, J.W., Druguet, E., 2013. Strain partitioning in banded and/or anisotropic rocks: implications for inferring tectonic regimes. *Journal Structural Geology*, **50**: 7–2.

Cello, G.; Tondi, E.; Micarelli, L.; Invernizzi, C. 2001. Fault zone fabrics and geofluid properties as indicators of rock deformation modes. *Journal of Geodynamics*, **32**: 543-565.

Chemenda, A. I. 2009. The formation of tabular compaction-band arrays: Theoretical and numerical analysis. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, **57**: 851–868.

Chemenda, A.I., Wibberley, C., Sallet, E., 2012. Evolution of compactive shear deformation bands: numerical models and geological data. *Tectonophysics*, **526-529**: 56-66.

Cilona, A.; Baud, P.; Tondi, E.; Agosta, F.; Vinciguerra, S.; Rustichelli, A.; Spiers, C.J. 2012. Deformation bands in porous carbonate grainstones: Field and laboratory observations. *Journal of Structural Geology*, **45**: 137-157.

Costa, I.P.; Bueno, G.V.; Milhomem, P.S.; Silva, H.S.L. E; Kosin, M.D. 2007. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, **15** (2): 445-453.

Costa, I.P.; Bueno, G.V.; Milhomem, P.S.; Silva, H.S.L. E; Kosin, M.D. 2007. Sub-bacia de Tucano Sul e Central. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15** (2): 433-443.

Costa, P. R. C.; Jardim de Sá, E. F.; Guedes, I. M.G; Alves da Silva, F. C. 2003. Caracterização estrutural da área da Serra do Letreiro, Oeste da cidade de Jeremoabo (NE da Bahia). *Revista de Geologia*, **16**: 49-60.

Costa, P. R. C. 2004. Mapeamento geológico-estrutural da área da serra do Letreiro, a oeste de Jeremoabo (BA): caracterização da tectônica de falhas do Gráben do Tucano, na escala de um reservatório de hidrocarbonetos. Monografia de Graduação, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Departamento de Geologia, 80 p.

Costa P.R.C.; Jardim de Sá E.F.; Alves da Silva F.C. 2004. Bandas de deformação na região de Jeremoabo (BA), Bacia do Tucano: implicações na compartimentação de reservatórios petrolíferos. *3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás - IBP*. p. 1-6.

Choquette, P. W. & Pray, L. C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **54** (2): 207-250.

Choukroune, P., Gapais, D., 1983. Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *Journal Structural Geology*, **5**: 411–418.

Crawford, B.R. 1998. Experimental fault sealing: shear band permeability dependency on cataclastic fault gouge characteristics. In: Coward, M.P., Johnson, H. & Daltaban, T.S. (eds.). *Structural Geology in Reservoir Characterization*. Geological Society, London, *Special Publications*, **127**: 83–97.

D

Davis, G. H. e Reynolds, S. J. 1996. *Structural geology of rock and regions*. 2 ed. John Wiley e Sons, New York, 776 p.

Davis, G.H., 1999. Structural geology of the Colorado Plateau region of Southern Utah. *Geology Society American Special Papers*, **342**: 1-157.

Davies, P.; Jones, S.; Imber, J. 2017. The role of deformation bands controlling reservoir quality in a salt-walled mini-basin, Central North Sea, UK. *Geophysical Research Abstracts*. **19**, EGU2017-18964.

Della Piazza, H. e Muhlmann, H. 1963 - Geologia do vale do Rio Vaza-Barris - área de Cocorobó e Jeremoabo. Salvador, Petrobrás, *Relatório* 108-1777, Unpublished.

De Ros, L. F. e Moraes, M. A. S. 1984. Sequência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia., 33. Rio de Janeiro/RJ, *Anais*, 894-904.

De Ros, L.F., 1987. Petrologia e características de reservatório de Formação Sergi (Jurássico) no campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil. *Ciência Técnica Petróleo*, Seção: Exploração de Petróleo 19, Petrobrás/ CENPES, Rio de Janeiro, 107p.

Destro, N.; Alkmin F. F.; Magnavita, L. P.; Szatmari, P. 2003. The Jeremoabo Transpressional Transfer Fault, Recôncavo-Tucano Rift, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **25**: 1263-1279.

Devatzes, N. C e Aydin, A. 2003. Overprinting faulting mechanisms in high porosity sandstones of SE Utah. *Journal of Structural Geology*, **25**: 1795-1813.

Dunn, D.E., LaFountain, L.J. and Jackson, R.E., 1973. Porosity dependence and mechanism of brittle fracture in sandstones. *Journal Geophysics Research*, **78**: 2403-2417.

DiGiovanni, A. A.; Fredrich, J. T.; Holcomb, D. J. Olsson, W. A. 2007. Microscale damage evolution in compacting sandstone. *Geological Society, London, Special Publications*, **289**: 89-103.

Du Bernard, X.; Eichhulbl, P.; e Aydin, A. 2002. Dilation bands: a new form of localized failure in granular media. *Geophysical Research Letters*, **29**: 2176-2179.

E

Ehrenberg, S.N. 1993. Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: examples from the Norwegian continental shelf. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **77**: 1260–1286.

Eichhubl, P., Hooker, J.N. & Laubach, S.E. 2010. Pure and shear-enhanced compaction bands in Aztec Sandstone. *Journal of Structural Geology*, **32**: 1873–1886.

F

Ferreira, T. S. e Alves da Silva, F.C. 2005. Microstructural characterization of deformation bands: Insights from sandstones of Potiguar, Sergipe-Alagoas and Tucano basins, Northeast of Brazil. In: SBG. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos/ International Symposium on Tectonics, *Anais*, 10/4, p. 530-532.

Ferreira, T. S. e Alves da Silva, F.C. 2010. Bandas de deformação em arenitos porosos: estudo de casos em bacias do nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **18** (2): 207-231.

Ferronato, J. P.F. 2013. Arquitetura de fácies e evolução estratigráfica dos sistemas deltaicos do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central-BA. Relatório de Graduação- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 77p.

Fisher, Q.J. e Knipe, R.J., 2001. The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine and Petroleum Geology*, **18**: 1063-1081.

Fossen, H & Hesthammer, J. 1997. Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstone. *Journal of Structural Geology*, **19**: 1479-1493.

Fossen, H.; Johansen, T. E. S.; Hesthammer, J. and Rotevatn, A. 2005. Fault interaction in porous sandstone and implications for reservoir management; examples from southern Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 89, 1593–1606.

Fossen, H. & Bale, A. 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **12**: 1685-1700.

Fossen, H.; Schultz, R. A.; Shipton, Z. K. & Mair, K. 2007. Deformation bands in sandstone: a review. *Journal of the Geological Society*, **164**: 755–769.

Fossen, H. 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 463p.

Fossen, H., Schultz, R.A. & Torabi, A. 2011. Conditions & implications for compaction band formation in the Navajo Sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology*, **33**: 1477-1490.

Fossen, H. 2012. *Geologia Estrutural*. Oficina de Texto, 584p.

Fossen, H., Zuluaga, L.F., Ballas, G., Soliva, R. & Rotevatn, A. 2015. Contractional deformation of porous sandstone. Insights from the Aztec Sandstone, SE Nevada, USA. *Journal of Structural Geology*, **74**: 172–184.

Fossen, H.; Soliva, R.; Ballas, G.; Trzaskos, B.; Cavalcante, C. & Schultz, R. A. 2017. A review of deformation bands in reservoir sandstones: geometries, mechanisms, and distribution. *Geological Society London, Special Publications*, **459**: 25p.

Fossen, H. e Cavalcantes, G. C. G. 2017. Shear zones - A review. *Earth-Science Reviews* **171**: 434–455.

Fossmark, H. S. S. 2015. Petrophysical properties of deformation bands and their influence on fluid flow in carbonate grainstones: insights from the Maghlaq Fault, Malta. Master thesis in Petroleum/Structural Geology, University Bergen-Noruega, 131p.

Fowles, J. e Burley, S. 1994. Textural and permeability characteristics of faulted, high porosity sandstones. *Marine and Petroleum Geology*, **11**: 608-623.

Françolin, J.B. L e Szatmari, P. 1987. Mecanismos de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista brasileira de Geociências*, **17** (2):196-207.

G

Gallagher, J. J., 1977. Experimental studies relating to microfracture in sandstone. *Tectonophysics*, **21**: 203-247.

Gapais, D., Bale, P., Choukroune, P., Cobbold, P.R., Mahjoub, Y., Marquer, D., 1987. Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *Journal Structural Geology*, **9**: 635–646.

Gibson, R.G. 1998. Physical character and fluid-flow properties of sandstone-derived fault zones. In: COWARD, M. P., DALTABAN T. S. & JOHNSON, H. (eds) *Structural Geology in Reservoir Characterization*. Geological Society, London, Special Publications, **127**: 83-97.

H

Hodson, K. R.; Crider, J.G. Crider, Huntington, K. W. 2016. Temperature and composition of carbonate cements record early structural control on cementation in a nascent deformation band fault zone: Moab Fault, Utah, USA. *Tectonophysics*, **690**: 240-252.

Hooke, R. e Iverson, N. 1995. Grain-size distribution in deforming sub-glacial tills: role of grain fracture. *Geology*, **23**: 57–60.

I

Issen, K. A e Rudnicki, J. W. 2000. Conditions for compaction bands in porous rocks. *Journal of Geophysical Research*, **105**: 529-536.

Issen, K. A e Rudnicki, J. W. 2001. Theory of compaction bands in porous rock. *Physics and Chemistry of the Earth: Solid Earth and Geodesy*. **26**: 95-100.

J

Jardim de Sá, E. F.; Amaro, V.E.; Hollanda, M.H.B.M.; Duarte, M.I.M. 1993. Mapeamento por sensores remotos das estruturas transcorrentes transpressionais brasileiras na Faixa Seridó, NE do Brasil. In: VII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, *Resumos*, p. 221-225.

Johansen, T. E. S.; Fossen, H. and Kluge, R. 2005. The impact of syn-faulting porosity reduction on damage zone architecture in porous sandstone: an outcrop example from the Moab Fault, Utah. *Journal of Structural Geology*, **27**: 1469-1485.

K

Kaproth, B. M.; Cashman, S. M. e Marone, C. 2010. Deformation band formation and strength evolution in unlithified sand: The role of grain breakage. *Journal of Geophysical Research*, **115**: 1-11.

Karig, D.E. and Lundberg, N. 1990. Deformation Bands from the Toe of the Nankai Accretionary Prism. *Journal of Geophysical Research*, **95**: 9099-9109.

Katsman, R. e Aharonov, E. 2006. A study of compaction bands originating from cracks, notches, and compacted defects. *Journal of Structural Geology*, **28**: 508–518.

Klimczak, C. e Schultz, R. A. 2013. Shear-enhanced compaction in dilating granular materials. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **64**: 139-147

Kosin, M.D. 2009. O embasamento das bacias Recôncavo, de Tucano e de Jatobá – uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo. *Boletim de Geociências da Petrobrás-Rio de Janeiro*, **17**: 89-108.

Knutsen, H. H. 2016. Deformation bands in chalk – control on distribution and mechanism of formation. Master thesis in Geodynamics, University of Bergen-Noruega, 131p.

L

Labaume, P. e Moretti, I. 2001. Diagenesis of cataclastic thrust fault zone sealing in sandstones. Example from Bolivian Sub-Andean Zone. *Journal Structural Geology*, **23**: 1659-1675.

Labaume, P.; Sheppard, M. F. e Moretti, I. 2001. Fluid flow in cataclastic thrust fault zones in sandstones, Sub-Andean Zone, southern Bolivia. *Tectonophysics*, **340**: 141-172.

Laubach, S. E.; Eichhubl, P.; Lander, R. H. 2010. Structural diagenesis, *Journal of Structural Geology*, **32**: 1866-1872.

Lin, S.T. e Huang, W. J. 2014. Study of Deformation Bands in Ignimbrite in Shihtiping, Eastern Taiwan. *AGU General Assembly*, 2014.

M

Magnavita, L.P., Cupertino, J.A., 1987. Conceção atual sobre as bacias do Tucano e Jatobá, nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras-Rio de Janeiro*, **1** (2): 119–134.

Magnavita, L. P. 1992. Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil. PhD. Thesis, Oxford University-England, 493p.

Magnavita, L. P.; Davison, I.; Kusznir, N.J. 1994. Rifting, erosion and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. *Tectonics*, **13** (2): 367-388.

Magnavita, L. P., Silva, R. R. e Sanches, C. P. 2003. Roteiros geológicos: guia de Campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás-Rio de Janeiro*, **13** (2): 301-334.

Mair, K.; Main, I.; Elphyck, S. 2003. Sequential growth of deformation bands in laboratory. *Journal of Structural Geology*, **22**: 25-42.

Matos, R.M.D. 1992. The northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, **11** (4): 766-791.

Matos, R.M.D. 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implication for the break-up between Brazil and West Africa. In: Cameron, N.R., Bate, R. H. e Clure, V. S (eds). The oil and gas habitats of the South Atlantic. *Geological Society, London. Special Publications*, **153**: 55-73.

McBride, E. F., 1963. A classification of common sandstones. *Journal Sedimentary Petrology*, **33**: 664-669.

Medeiros, W.E. ; Do Nascimento, A.F.; Alves da Silva, F.C.; Destro, N.; Demétrio, J.G.A. 2009 . Evidence of hydraulic connectivity across deformation bands from field pumping tests: Two examples from Tucano Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **32**: 1783-1791.

Melo, T.V.N. 2009. Contribuição à geologia das bacias interiores da zona transversal (Betânia, Mirandiba e São José do Belmonte) NE do Brasil. Relatório de Graduação, Universidade Federal do Rio Grande do Norte-Natal, 67p.

Milani, E.J., and I. Davison, 1988. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, northeastern Brazil. *Tectonophysics*, **154**: 41-70.

Milani, E. J., Lana, M. C., and Szatmari, P., 1988, Mesozoic rift basins around the northeast Brazilian microplate (Recôncavo-Tucano-Jatobá, Sergipe Alagoas). In: Manspeizer, W. (eds.). *Triassic-Jurassic rifting: Continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins*. Amsterdam, Elsevier, p. 833-858.

Mollema, P.N., Antonellini, M.A., 1996. Compaction bands: a structural analog for anti-mode I cracks in aeolian sandstone. *Tectonophysics*, **267**: 209-228.

Morad, S. 1991. Diagenesis of clastic siliciclastic rocks. PhD. Thesis, Department of Mineralogy and Petrology. Uppsala University, Sweden. 290p.

Morad, S., Ketzer, J.M., and De Ros, L.F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rock simplifications for mass transfer. *In: sedimentary basins: Sedimentology*, **47**: 95-120.

Morrow, D. We McIlreath, I. A. 1990. Diagenesis general introduction. *In: McIlreath, I. A. e Morrow, D. W (eds.). Diagenesis*. Geoscience Association of Canada, Ontario: 1-8.

O

Ogilvie, S. R. e Glover, P. W. J. 2001. The petrophysical properties of deformation bands in relation to their microstructure. *Earth and Planetary Science Letters*, **193**: 129-142.

Olsson, W. A. 1999. Theoretical and experimental investigation of compaction bands in porous rock. *Journal Geophysics Research*, **104**: 219–7228.

Okubo, C. H. e Schultz, R.A. 2007. Compactional deformation bands in Wingate Sandstone; additional evidence of an impact origin for Upheaval Dome, Utah. *Earth and Planetary Science Letters*, **256**: 169–181.

P

Parnell, J., Watt, G. R., Middleton, D., Kelly, J. & Baron, M. 2004. Deformation band control on hydrocarbon migration. *Journal of Sedimentary Research*, **74** (4), 552-560.

Parry, W. T.; Marjorie, A. C.; Beitler, B. 2004. Chemical bleaching indicates episodes of fluid flow in deformation bands in sandstones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **88**: 175-191.

Picarelli, A. T e Caixeta, J. M. 1991. Análise bioestratigráfica e paleogeográfica do Andar Aratu na Bacia do Recôncavo. Rio de Janeiro, Petrobrás. *Relatório Interno*.

R

Rawling, G.C. & Goodwin, L.B. 2003. Cataclasis and particulate flow in faulted, poorly lithified sediments. *Journal of Structural Geology*, **25**: 317–331.

Rotevatn, A., Fossen, H., Hesthammer, J., Aas, T.E., Howell, J.A., 2007. Are relay ramps conduits for fluid flow? structural analysis of a relay ramp in Arches National Park, Utah. *In: Lonergan, L., Jolly, R.J.H., Sanderson, D.J., Rawnsley, K. (Eds.), Fractured Reservoirs. Geological Society Special Publications*, London, 51-71p.

Rotevatn, A.; Buckley, S. J.; Howell, J. A.; Fossen, H. 2009. Overlapping faults and their effect on fluid flow in different reservoir types: A LIDAR-based outcrop modeling and flow simulation study, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **93**: 407-427.

Rotevatn, A., Fossen, H., 2011. Simulating the effect of subseismic fault tails and process zones in a siliciclastic reservoir analogue: implications for aquifer support and trap definition. *Marine and Petroleum Geology*, **28**: 1648-1662.

Rotevatn, A.; Thorsheim, E.; Bastesen, E.; Fossmark, H.S.S.; Torabi, A.; Heidi, S.S.; Sælen, G. 2016. Sequential growth of deformation bands in carbonate grainstones in the hangingwall of an active growth fault: Implications for deformation mechanisms in different tectonic regimes. *Journal of Structural Geology*, **90**: 27-47.

Rudnicki, J. W., and W. A. Olsson. 1998. Reexamination of fault angles predicted by shear localization theory. International. *Journal Rock Mechanics Mining Science*, **35**: 512-513.

Rustichelli, A.; Tondi, E.; Agosta, F.; Cilona, A.; Giorgioni, M. 2012. Development and distribution of bed-parallel compaction bands and pressure solution seams in carbonates (Bolognano Formation, Majella Mountain, Italy). *Journal of Structural Geology*, **37**: 181-199.

S

Santos, C. F.; Cupertino, J. A.; Braga, J. A. E. 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: Raja Gabaglia, G. P.; Milani, E. J. (Coord.) *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobras, p. 235-266.

Santos, C.C e Reis, C. 2011. Mapa Geológico da Folha Caimbé (SC-24-Z-A-I). Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Escala 1: 100000.

Shipton, Z.K and Cowie, P.A. 2003. A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstone. *Journal of Structural Geology*, **25**: 333-344.

Schmidt, V. e McDonald, D. A. 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: Aspects of diagenesis (eds.) By P. A. Scholle and P. R. Schluger). *Special Publication Society Economy Paleontology Minerals*, **29**: 175-207.

Schultz, R.A., Siddharthan, R., 2005. A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks. *Tectonophysics*, **411**: 1-18.

Schultz, R.A., Okubo, C.H., Fossen, H., 2010. Porosity and grain size controls on compaction band formation in Jurassic Navajo Sandstone. *Geophysical. Research Letters* **37**: 1-5.

Skurtveit, E.; Ballas, G.; Fossen, H.; Torabi, A.; Soliva, R.; Peyret, M. 2014. Sand textural control on shear-enhanced compaction band development in poorly-lithified sandstone. *Journal of Geological Resource and Engineering* **2**.

Sternlof, K., Rudnicki, J.W., Pollard, D.D., 2005. Anticrack inclusion model for compaction bands in sandstone. *Journal Geophysic Research*, **110**: 1-16.

Storvoll, V., Bjørlykke, K.O., Karlsen, D. & Saigal, G. 2002. Porosity preservation in reservoir sandstones due to grain-coating illite: a study of the Jurassic Garn Formation from the Kristin and Lavrans fields, offshore Mid-Norway. *Marine and Petroleum Geology*, **19**: 767–781.

Szatmari, P., Milani, E., Lana, M., Conceição, J., e Lobo, A. 1985. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. *Oil and Gas Journal*, **14**: 107-113.

Szatmari, P., Milani, E.J., 1999. Microplate rotation in northeast Brazil during South Atlantic rifting: Analogies with Sinai microplate. *Geology*, **27**: 1115–1118.

Silva, O. B. 1978. Estudo do Membro Água Grande da Formação Itaparica. Salvador, Petrobrás. *Relatório Interno*.

Silva, H. T.; Picarelli, A. T.; Caixeta, J. M.; Campos, N. R.; Silva, O. B. e Rigueira, R. C. 1989. Aspectos evolutivos do Andar Rio da Serra, fase rift, na Bacia do Recôncavo e a Formação Jacuípe. Salvador, Petrobrás. *Relatório Interno*.

T

Tewksbury, B.; Williamson, E. K.; Kattenhorn, S. A.; and Barnes, J. E. 2009. Fragile glass: deformation band formation in unconsolidated hyalotuff, Valahnúkar, Iceland. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **41**: 458.

Tikoff, B., Blenkinsop, T.G., Kruckenberg, S.C., Morgan, S., Newman, J., Wojtal, S.F., 2013. A perspective on the emergence of modern structural geology: celebrating the feedbacks between historical-based and process-based approaches. *Geology Society American, Special Papers*, **500**: 65–119.

Tindall, S.E. 2006. Jointed deformation bands may not compartmentalize reservoirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **90**: 177-192.

Tondi, E.; Antonellini, M.; Aydin, A.; Marchegiani, L.; Cello, G. 2006. The role of deformation bands, stylolites and sheared stylolites in fault development in carbonate grainstones of Majella Mountain, Italy. *Journal of Structural Geology*, **28**: 376–391.

Torabi, A. 2007. Deformation bands in porous sandstones their microstructure and petrophysical properties. Dissertation for the degree Philosophies Doctor (PhD), Department of Earth Science, University of Bergen – Noruega, 41p.

Torabi, A., Fossen, H., 2009. Spatial variation of microstructure and petrophysical properties along deformation bands in reservoir sandstones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **93** (7): 919-938.

Torabi, A., Fossen, H. & Alaei, B. 2008. Application of spatial correlation functions in permeability estimation of deformation bands in porous rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **113**: B08208.

Torabi, A. 2014. Cataclastic bands in immature and poorly lithified sandstone, examples from Corsica, France. *Tectonophysics*, **630**: 91-102.

U

Ujiie, K.; Maltman, A. J. Sánchez-Gómez, M. 2004. Origin of deformation bands in argillaceous sediments at the toe of the Nankai accretionary prism, Southwest Japan. *Journal of Structural Geology*, **26**: 221-231.

V

Van der Meer, J.J.M., Menzies, J. & Rose, J. 2003. Subglacial till: the deforming glacier bed. *Quaternary Science Reviews*, **22**: 1659-1685.

Vasconcellos, L. P. 2003. Falha de transferência de Caritá: O significado tectônico no rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE do Brasil. Dissertação-Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais. 64 p.

Viana, C. F.; Gama Junior, E. G.; Simões, I. A.; Moura, J. A.; Fonseca, J. R.; Alves, R. J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, **14** (3-4): 157-192.

W

Walderhaug, O. 1996. Kinetic modeling of quartz cementation and porosity loss in deeply buried sandstone reservoirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **80**: 731–745.

Wennberg, O. P.; Casini, G.; Jahanpanah, A.; Lapponi, F.; Ineson, J.; Wall, B.G.; Gillespie, P. 2013. Deformation bands in chalk, examples from the Shetland Group of the Oseberg Field, North Sea, Norway. *Journal of Structural Geology*, **56**: 103-117.

Wilson, J. E.; Goodwin, L. B., Lewis, C. J. 2003. Deformation bands in nonwelded ignimbrites: Petrophysical controls on fault-zone deformation and evidence of preferential fluid flow. *Geology*, **31**(10): 837–840.

Wong, T.; Baud, P. e Klein, E. 2001 Localized failure modes in a compactant porous rock. *Geophysics Research Letters*, **28**: 2521–2524.

Z

Zuluaga, L.F., Fossen, H., Rotevatn, A., 2014. Progressive evolution of deformation band populations during Laramide fault-propagation folding: Navajo Sandstone, San Rafael monocline, Utah, U.S.A. *Journal Structural Geology*, **68**: 66-81.

Zuluaga, L.F., Rotevatn, A., Keilegavlen, E. & Fossen, H. 2016. The effect of deformation bands on simulated fluid flow within fault-propagation fold trap types: lessons from the San Rafael Monocline, Utah (USA). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **100**: 1523-1540.